

---

# Analyse und Vorhersage eines aus verschiedenartigen Messdaten gewonnenen dreidimensionalen Windfeldes

Ayla Augst

---



München 2017



---

# Analyse und Vorhersage eines aus verschiedenartigen Messdaten gewonnenen dreidimensionalen Windfeldes

Ayla Augst

---

Dissertation  
an der Fakultät für Physik  
der Ludwig-Maximilians-Universität  
München

vorgelegt von  
Ayla Augst  
aus Kassel

München, im August 2017

Erstgutachter: Prof. Dr. Markus Rapp

Zweitgutachter: Prof. Dr. George Craig

Tag der Einreichung: 04.05.2017

Tag der mündlichen Prüfung: 26.07.2017



# Zusammenfassung

Das lokale Windfeld ist eine Größe, die nicht beeinflussbar ist, jedoch in weiten Bereichen Einfluss nimmt. Beispiele kommen unter anderem aus dem Flugverkehr (Flugplanung und -Sicherheit, Wirbelschleppenprognose, ...) sowie der Windenergie (Planung und Regelung des elektrischen Versorgungsnetzes). Die Kenntnis des aus Messungen bestimmten Windfeldes ist im operationellen Kontext von großer Bedeutung, jedoch in einem größeren Volumen bislang in Deutschland noch nicht verfügbar.

In dieser Arbeit wird eine Methode entwickelt, die in der Lage ist, das dreidimensionale Windfeld in einem  $100 \times 100 \times 10 \text{ km}^3$  großen Gebiet um den Münchner Flughafen in Echtzeit (Berechnungszeit  $< 5 \text{ Min}$ ) mit hoher Genauigkeit aus Daten unterschiedlicher Messinstrumente zu bestimmen. Dazu wird eine dreidimensionale Variationsanalyse basierend auf Fernerkundungs- sowie in situ Messungen aufgebaut. Als Hintergrundfeld dienen Vorhersagefelder des numerischen Wettermodells COSMO-DE.

Das Modell wird mit synthetischen Daten entwickelt und getestet, bevor es anhand von realen Daten zuverlässig validiert wird. Für die Validierung werden 628 Windfelder an 21 Tagen des Jahres 2014 analysiert. Durch die Fehlervalidierung mit Hilfe von flugzeuggebundenen Mode-S Daten, operationellen Radiosondendaten sowie Messungen eines weiteren Radars kann eine geringe Abweichung von  $1 \text{ bis } 2 \text{ m s}^{-1}$  im gesamten Gebiet bis zu einer Analysehöhe von  $4,5 \text{ km}$  nachgewiesen werden. Der mit Radardaten gemessene Verlauf des Energiedichtespektrums wird von den gewonnenen Windfeldern gut wiedergegeben, allerdings versetzt auf ein niedrigeres Energieniveau, bedingt durch Glättungseffekte. Die effektive Auflösung des Modells beträgt etwa  $8 \text{ km}$ .

Anhand der Variabilität der untersuchten Windfelder wird gezeigt, dass die Annahme der Eulerschen Persistenz in vielen Fällen nicht gegeben ist. In 20% der Fälle ändert sich die Windgeschwindigkeit innerhalb einer Stunde um mehr als  $2 \text{ m s}^{-1}$ . Dennoch können mit dieser Annahme Kurzzeitprognosen erstellt werden, deren mittlere Abweichung zu unabhängigen Mode-S Daten mit  $2,3 \text{ m s}^{-1}$  auch für einen Vorhersagehorizont von einer Stunde weit unter dem des COSMO-DE Modells mit  $2,7 \text{ m s}^{-1}$  liegt. Unter der Annahme der Lagrangeschen Persistenz können diese Abweichung weiter verringert werden, was zeigt, dass das gewonnene Windfeld oftmals durch Advektion kontrolliert ist. Diese Tatsache kann genutzt werden, um das Windfeld innerhalb der nächsten Stunde vorherzusagen.



# Abstract

The local wind field is a measurement that can not be manipulated but has a wide impact. Examples include air traffic (flight planning and safety, wake vortex prediction, ...) as well as wind energy (planning and regulation of the electrical supply system). Understanding wind fields is of great importance in the operational context. Operational evaluations of the three-dimensional wind field in a larger volume are not yet available in Germany.

In this work, a method is developed which is able to determine the three-dimensional wind field from measurement in a  $100 \times 100 \times 10 \text{ km}^3$  area around the Munich Airport in real time (computation time  $< 5 \text{ min}$ ) with high accuracy. A three-dimensional variation analysis based on remote sensing and in situ measurements is developed. Forecast fields of the numerical weather model COSMO-DE are used as background information.

The model is developed and tested with synthetic data before it could be reliably validated using real data. 628 wind fields on 21 days in 2014 were analyzed for the validation. The error estimation with airborne Mode-S data, operational radiosonde data, and measurements of another radar shows a very slight deviation of  $1 \text{ to } 2 \text{ m s}^{-1}$  in the entire area up to an analysis altitude of  $4.5 \text{ km}$ . The wind fields effectively reproduce the measured energy spectrum. A slight shift towards lower energies, results from smoothing effects. The effective resolution of the model is about  $8 \text{ km}$ .

On the basis of the variability of the 628 retrieved wind fields, it is shown that the assumption of the Eulerian persistence is not given in many cases. In 20% of the cases, the wind speed changes within an hour by more than  $2 \text{ m s}^{-1}$ . Nevertheless, using the assumption of the Eulerian persistence, short-term forecasts can be made, whose average deviation compared to independent Mode-S data is below the COSMO-DE model forecasts for the analyzed prediction period of one hour (with  $2.3 \text{ m s}^{-1}$  compared to  $2.7 \text{ m s}^{-1}$ ). On the assumption of Lagrange's persistence, this deviation could be further reduced, what showed that the retrieved local wind field in the analyzed cases is often controlled by advection. This fact can be used to predict the wind field within the next hour.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1. Motivation . . . . .	1
1.2. Stand der Forschung . . . . .	4
1.3. Zielsetzung . . . . .	7
1.4. Gliederung der Arbeit . . . . .	9
<b>2. Theoretische Grundlagen</b>	<b>11</b>
2.1. Wind Fernerkundung . . . . .	11
2.2. Wind Punktmessung . . . . .	13
2.3. Windfeldbestimmung . . . . .	14
2.4. Windfeldvorhersage . . . . .	24
<b>3. Datengrundlagen</b>	<b>31</b>
3.1. Analysegebiet . . . . .	31
3.2. Fernerkundungsmessdaten . . . . .	32
3.3. In situ Messdaten . . . . .	37
3.4. COSMO-DE Modell . . . . .	38
<b>4. Windfeldbestimmung</b>	<b>39</b>
4.1. Modellentwicklung . . . . .	39
4.1.1. Windfeld- und Datengenerierung . . . . .	39
4.1.2. Interpolation und Qualitätskontrolle . . . . .	46
4.1.3. Initialisierung . . . . .	58
4.2. Modellvalidierung . . . . .	63
4.2.1. Windfeldvalidierung . . . . .	65
4.2.2. Wiedergabe der Energiespektren . . . . .	76
4.2.3. Effektive Modellauflösung . . . . .	81
4.3. Modellanwendung - Windfeldanalyse . . . . .	85
<b>5. Windfeldvorhersage</b>	<b>91</b>
5.1. Analyse der Prognosegüte . . . . .	91
5.1.1. Eulersche Persistenz . . . . .	91

5.1.2. Lagrangesche Persistenz . . . . .	92
5.2. Fallstudie . . . . .	99
<b>6. Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>113</b>
<b>A. Datenverfügbarkeit der Validierungsdaten</b>	<b>119</b>
<b>Symbolverzeichnis</b>	<b>123</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>127</b>
<b>Nachwort</b>	<b>143</b>

# 1. Einleitung

Wir können den Wind nicht ändern, aber die Segel anders setzen.

Aristoteles (★ 384 v. Chr., † 322 v. Chr.)

## 1.1. Motivation

Das Zitat von Aristoteles besitzt Allgemeingültigkeit. Aus seinem metaphorischen Kontext lässt es sich mitunter wörtlich übertragen auf einige wissenschaftliche Anwendungen. In vielen Bereichen ist die Kenntnis des Windfeldes notwendig für die Planung. Zwei aktuelle Themengebiete können beispielhaft genannt werden.

Das erste betrifft die Planung des elektrischen Versorgungsnetzes. 2015 betrug deutschlandweit der Anteil der erneuerbaren Energien an der Stromversorgung 31,5%. Davon entfiel der größte Teil (42,3%) auf die Windenergie (Umweltbundesamt, 2016), mit steigender Tendenz. Das Angebot an Windenergie unterliegt natürlichen Schwankungen aufgrund der Windverhältnisse. Die Regelung des elektrischen Versorgungsnetzes ist jedoch sehr sensibel, so darf z. B. die Netzfrequenz um nicht mehr als 1% schwanken (DIN EN 50160), ansonsten droht die Netztrennung von Kraftwerken oder der Abwurf von Lasten bis hin zu einem flächendeckenden Stromausfall. Um dies zu verhindern kann im Intraday-Handel an der Strombörse noch bis zu 45 Minuten vor Lieferung Strom gehandelt werden (EPEX SPOT SE, 2017). Für eine optimale Integration der Windenergie ins Versorgungsnetz ist daher die Prognose der voraussichtlichen Einspeisung größerer Windkraftparks innerhalb der nächsten Stunde unabdingbar.

Auch rund um den Flugverkehr ist das Windfeld von zentraler Bedeutung. Für die Vorhersage von Wirbelschleppen ist es einer der wichtigsten Eingangsparameter (Frech et al., 2002). Holzäpfel (2014) spricht der Unsicherheit im Windfeld den größten Einfluss auf die Genauigkeit des geschätzten Wirbelschleppenverhaltens zu. Zu starker Querwind erschwert Lande- und Startvorgang der Flugzeuge, einigen Flugzeugtypen verhindert er Start und Landung gänzlich. Gegenwind bestimmt die Betriebsrichtungsverteilung am Flughafen, also die Richtung, in die Flugzeuge starten bzw. landen. 2016 waren, neben Kapazitätsproblemen, Wetterbedingungen am

Flughafen, unter anderem der Wind, der Hauptgrund für Verspätungen im europäischen Flugverkehr (Eurocontrol, 2016). Eine präzise Bestimmung des aktuellen Windfeldes sowie eine verlässliche Vorhersage der Entwicklung sind somit essentiell für die Flugplanung und -sicherheit. Die zeitliche Auflösung sollte dabei möglichst hoch sein um schnellstmöglich auf die Windbedingungen reagieren zu können und den Flugbetrieb nicht zu verzögern. Eine Auflösung von 5 Minuten wäre wünschenswert.

Mit aktuellen Methoden ist es nicht möglich, das dreidimensionale Windfeld innerhalb eines gesamten Volumens zu messen. In situ<sup>1</sup> Messungen erfassen die Windkomponenten an einzelnen Punkten, eine genaue Auflösung mesoskaliger<sup>2</sup> Strukturen ist dadurch allerdings schwierig. Eine weitere Möglichkeit das Windfeld zu bestimmen stellen Fernerkundungsinstrumente (Radar und Lidar) dar. Diese Instrumente messen unter Benutzung des Dopplereffekts die radiale Komponente der Windgeschwindigkeit und sind in der Lage, innerhalb einer kurzen Zeitspanne von wenigen Minuten ein größeres Volumen zu erfassen. Besonders Radare haben sich auch für die Analyse und Prognose von Regen- und Gewitterzellen bewährt. Aufgrund ihres großen Nutzens als Warnsystem vor Gewitter, Hagel und Überschwemmung (Kober & Tafferner, 2009; Meyer et al., 2013) wurde das Radarnetzwerk nicht nur in Deutschland immer weiter ausgebaut (siehe z. B. Alberoni et al., 2002; Parent du Chatelet et al., 2003). Heute besteht der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes (DWD) aus 17 operativen Dual-Pol Doppler Radaren sowie einem identischen Forschungsradar (siehe Abbildung (1.1)). Es existieren eine große Anzahl an operativen Produkten in Bezug auf Regen und Gewitter, die aus den Radardaten generiert werden, z. B. dreidimensionale Bilder der Radarreflektivität sowie eine Schätzung der Regenrate (Zhang et al., 2011). Die operativen Auswertungen von Winddaten beschränken sich meist auf Windprofile und automatische Detektion von Windscherungen am Flughafen (z. B. in Wilson et al., 1984). Operative Auswertungen des dreidimensionalen Windfeldes gibt es in Deutschland bislang keine, obwohl der Bedarf hoch ist. Allerdings werden Radialwinde verstärkt in numerische Wettermodelle assimiliert (siehe z. B. Simonin et al., 2014; Xiao et al., 2005).

Schon die genaue Kenntnis des aktuellen Windfeldes hilft in vielen Anwendungen die Unsicherheit zu verringern. Noch größer ist der Bedarf an einer guten Kurzzeitfristprognose für Wind, zum Beispiel für die Planung von Anflugrichtung sowie Landungen und Starts am Flughafen. Besonders der Zeitraum innerhalb der nächsten Stunde ist interessant, da hier numerische Wettermodelle Anlaufprozesse (engl.:

---

<sup>1</sup>In situ (aus dem Lateinischen von situs <-us> *m* = die Lage) bezeichnet eine Messung, die direkt am Ort stattfindet.

<sup>2</sup>Mesoskalige Phänomene besitzen Wellenlängen von 2 – 2000 km (siehe Orlandi, 1975).





**Abbildung 1.1.:** Karte des Radarverbundes des Deutschen Wetterdienstes. Quelle: in Anlehnung an DWD (2015)

*spin-up*) durchlaufen und ihr Optimum noch nicht erreicht haben (Mecklenburg et al., 2000; Zhao et al., 2008; Dawson & Xue, 2006; Skamarock, 2004). Hier ist der Vorteil direkter Messungen am größten.

## 1.2. Stand der Forschung

Die Bestimmung des Windfeldes mithilfe von Doppler Radardaten wird seit den 60er Jahren erforscht. Nachdem Robert-Jones (1960) den Nutzen von Doppler Radaren zur Bestimmung des Windfeldes demonstriert hat, wurden vielfältige Methoden entwickelt, um das Windfeld aus der Messung eines einzelnen oder mehrerer Doppler Radare zu bestimmen, z. B. die Velocity-Azimuth Display (VAD) Analyse (erstmalig erwähnt in Lhermitte & Atlas (1961) und Browning & Wexler (1968)) oder die Volume Velocity Processing (VVP) Methode (entwickelt von Easterbrook (1975) und weiter untersucht in Waldteufel & Corbin (1979)). Eine gute Zusammenfassung der Ergebnisse und Probleme mit solchen analytischen, sogenannten Dual- und Multiple-Doppler Techniken kann in Gao et al. (1999) gefunden werden.

Ein großer Fortschritt und noch heute die Methode der Wahl für die Bestimmung des Windfeldes stellt die dreidimensionale Variationsanalyse (3DVAR) dar. Bei der 3DVAR wird eine Kostenfunktion, abhängig von den drei Geschwindigkeitskomponenten  $(u, v, w)^T$ , auf einem gegebenen Gitter minimiert (Gao et al., 1999). Die Kostenfunktion besteht aus mehreren Termen, z. B. der Abweichung zu Messdaten, einem Glättungsterm und der Abweichung zur Erfüllung einer physikalischen Gleichung. Die über die Jahre vorgestellten Methoden unterscheiden sich hauptsächlich in der Interpolation der Messdaten auf das gewählte Gitter sowie der Wahl der Terme der Kostenfunktion.

Für die Interpolation der Messdaten auf das Gitter können verschiedene Gewichtungsfunktionen sowie Einflussradien gewählt werden. Als mögliche Interpolationsmethode kommt die Interpolation zum nächsten Nachbarn (z. B. in Jorgensen et al., 1983; Zhang et al., 2005), die bilineare Interpolation (z. B. in Fulton, 1998; Jay Miller et al., 1986), die Interpolationen nach Cressman (entwickelt von Cressman (1959) und verwendet z. B. in Park & Lee (2009) sowie Bousquet et al. (2016)) oder die Interpolation nach Barnes bzw. mit exponentiellen Gewichten (entwickelt von Barnes (1964) und unter anderem verwendet in Askelson et al. (2000), Shapiro et al. (2003) und Lakshmanan et al. (2006)) in Frage. Die verschiedenen Methoden wurden anhand synthetischer Daten oder mit Daten eines experimentellen Aufbaus in Messkampagnen entwickelt und untersucht. Detaillierte Analysen dazu können gefunden werden in Trapp & Doswell III (2000) und Zhang et al. (2005). Bislang noch

nicht untersucht wurde, inwieweit die Methoden auch bei der Interpolation operationeller Radardaten verwendbar sind, oder ob sie, aufgrund der Unterschiede in der Datenabdeckung sowie -qualität, für die Bestimmung des Windfeldes angepasst werden müssen.

Die Anzahl der Terme in der Kostenfunktion ist im Prinzip unbegrenzt. Die Abweichung zu den Messdaten, hauptsächlich gemessene radiale Geschwindigkeiten, ist obligatorisch. Hinzu kommen in den meisten Fällen ein Glättungsterm sowie eine physikalische Gleichung. Neben der Vorticitygleichung (z. B. in Shapiro et al., 2009; Protat & Zawadzki, 2000; Protat et al., 2001; Shun et al., 2005) und der Erhaltungsgleichung für Reflektivität (verwendet in Laroche & Zawadzki, 1995, 1994) wird oft die Kontinuitätsgleichung als wichtiger Term in der Kostenfunktion genutzt (siehe unter anderem Gao et al., 2004; Bousquet et al., 2008b; Gao et al., 1999; Reasor et al., 2009; Liou & Chang, 2009; Liou et al., 2012). Optional wird auch der Nutzen eines Hintergrundfeldes als Beitrag zur Kostenfunktion untersucht (Gao et al., 1999). Als Hintergrundfeld kann dabei die Extrapolation einer einzelnen Sondenmessung, eine vorherige Analyse oder ein Modellwindfeld genutzt werden (Gao et al., 2004). Die 3DVAR wurde schon in vielen Feldexperimenten genutzt (z. B. in Chong et al., 2000). Dabei kommen häufig boden- oder flugzeuggebundene Forschungsradare für die Untersuchung von mesoskaligen konvektiven Systemen und Fronten bis hin zu Grenzschichtphänomenen zum Einsatz (siehe z. B. Bluestein & Pazmany, 2000; Elsberry & Harr, 2008; Lau et al., 2000).

Auch für die Lokalisierung und die Kurzfristprognose von Regen- und Gewitterzellen haben sich Radare bewährt (siehe Kober & Tafferner, 2009; Meyer et al., 2013). Daher wurden weltweit Radarnetzwerke auf- und ausgebaut (Weber et al., 2007; Joe & Lapczak, 2002; Alberoni et al., 2002; Parent du Chatelet et al., 2003). Das deutsche Radarnetzwerk besteht aus 17 Dual-Pol Doppler Radaren mit Reichweiten bis zu 180 km sowie einem identischen Forschungsradar (DWD, 2017). Die operative Auswertung der Radardaten verschiedener Netzwerke bezieht sich jedoch meist auf Regen- und Gewitterprodukte (z. B. Gewittervorhersagen und Schätzungen der Regenrate zur Warnung vor Überschwemmungen (Bedient et al., 2000)) und beschränkt sich beim Windfeld im Wesentlichen auf die radiale Geschwindigkeit oder einzelne Profile zur Detektion von Windscherungen oder Querwinden am Flughafen (DWD, 2017). Eine Auswertung des dreidimensionalen Windfeldes als operationelles Produkt gibt es bislang nicht, da für die meisten Methoden bis vor kurzer Zeit die Datenabdeckung zu gering war.

Bousquet et al. (2007) nutzte erstmalig das französische operative Radarnetzwerk ARAMIS zur Bestimmung von dreidimensionalen Windfeldern im pseudo-operationellen Rahmen. Er untersuchte dabei das Windfeld einer Front und verglich

die Ergebnisse mit einem einzelnen Windprofiler. In den folgenden Jahren wurden weitere Untersuchungen unternommen, wobei sich die Validierung der Windfelder auf synthetische Daten (z. B. in Bousquet et al., 2008b), Modelldaten (z. B. in Bousquet & Tabary, 2014), oder einige Flugzeugdaten (z. B. in Bousquet et al., 2016) beschränkte. Das ausgegebene Windfeld wurde dabei auf die Gebiete limitiert, in denen Radardaten zur Verfügung standen. Ähnliche Analysen, teilweise mit zusätzlichen Forschungsradaren, wurden in Südkorea (Park & Lee, 2009), Japan (Yamada, 2013)) sowie den USA gemacht (Dolan & Rutledge, 2007). Die Einschränkung der Ausgabe und Untersuchung des Windfeldes auf die Bereiche, die von Radardaten abgedeckt werden limitiert den Nutzen der Windfelder durch die Abhängigkeit von der Wittersituation. Für den operativen Betrieb wird ein Modell benötigt, welches mit einer konstanten Genauigkeit innerhalb eines gegebenen Volumens das Windfeld bestimmen kann.

Die Kurzzeitvorhersage von Wind wurde bislang am intensivsten im Rahmen der Windenergie untersucht, aber auch für die Vorhersage im Rahmen der Wirbelschleppenprognose am Flughafen. Numerische Wettermodelle sind aufgrund zu langer Anlaufzeiten für die Kurzzeitprognose oftmals nicht geeignet (Mecklenburg et al., 2000; Zhao et al., 2008; Dawson & Xue, 2006; Skamarock, 2004) und können vor allem in instabilen atmosphärischen Situationen punktuell große Fehler haben (Wu & Hong, 2007). Man bedient sich daher für die Kurzzeitprognose neben der Eulerschen Persistenz weiterer statistischer Mittel. Für die Vorhersage des Querwindes am Flughafen untersuchten Halsey (1999) sowie Schlink & Tetzlaff (1998) autoregressive Verfahren. Auch für die Vorhersage im Rahmen der Windenergie wurden autoregressive Verfahren getestet. Erdem & Shi (2011) untersuchten ARMA (Autoregressive Moving Average) Modelle, um Windgeschwindigkeit sowie Windrichtung vorherzusagen. Neuronale Netze wurden ebenfalls vielfach für die Prognose im Rahmen der Windenergie genutzt und zeigen teilweise deutliche Vorteile gegenüber der Persistenzmethode (siehe z. B. Kani & Riahy, 2008; Li & Shi, 2010; Guo et al., 2012; Liu et al., 2012). Eine weitere Möglichkeit die Kenntnis der aktuellen Windgeschwindigkeit zu nutzen ist die Korrelationsmethode (siehe Salmon & Walmsley, 1999; Liu et al., 2013; Guo et al., 2012; Qian et al., 2014; Alexiadis et al., 1999). Dabei werden Korrelationsfunktionen zwischen naheliegenden Messstationen erstellt und für die Vorhersage genutzt. Bechrakis & Sparis (2004) zeigten, dass dies die Vorhersage deutlich verbessern kann in den Situationen, in denen die Referenzmessung stromaufwärts liegt.

Für diese statistischen Analysen werden keine Windfelder, sondern Zeitreihen von Punktmessungen, meist ausschließlich die Windgeschwindigkeit, verwendet. Ein guter Überblick über die bestehenden Methoden zur Kurzzeitvorhersage von Wind

kann in Jung & Broadwater (2014) und Wu & Hong (2007) gefunden werden. Rein statistische Zeitreihenmodelle haben den Vorteil, dass sie einfach zu implementieren und schnell sind. Für die Kurzestfristvorhersage von bis zu einigen Minuten weisen sie geringe Fehler auf, sofern die Messung des Ausgangspunktes genau ist. Eine längere Vorhersage ist schwierig, da außer der Punktmessung keine weiteren Informationen über aktuelle sowie herannahende Bedingungen vorliegen. Es fehlt eine Vorhersage, welche die Lücke schließt zwischen der rein statistischen Kurzestfristvorhersage und der physikalischen Vorhersage numerischer Wettermodelle.

Die Methoden zur Windfelddbestimmung wurden bereits vielfach in Feldexperimenten erprobt und weiterentwickelt. Im Bereich operationeller Datennutzung steckt die Entwicklung noch in den Kinderschuhen. Mit dem Voranschreiten des Ausbaus des Datennetzwerkes wurde der Grundstein gelegt um diesen Aspekt weiter voranzutreiben. Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel die aufgezeigten Lücken zu schließen.

### 1.3. Zielsetzung

Das Ziel dieser Arbeit ist die Entwicklung einer Methodik zur Erfassung und Kurzestfristprognose (Nowcasting) eines dreidimensionalen Windfeldes. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf der Benutzung operativer Daten und der Verwendbarkeit der Methodik im weiteren operationellen Betrieb, wozu eine kurze Berechnungszeit gefordert ist. Dabei soll zur Bestimmung des Windfeldes eine dreidimensionale Variationsanalyse genutzt werden. Als Analysegebiet wird ein Gebiet um den Münchner Flughafen gewählt, da in diesem Gebiet die Datengrundlage hoch und das lokale Windfeld von besonderem Interesse ist. Konkret sollen im Rahmen der Arbeit einige Fragen beantwortet werden:

1. Ist die dreidimensionale Variationsanalyse (3DVAR) in der Lage, Windfelder innerhalb eines größeren Volumens mit räumlich konstanter Genauigkeit zu bestimmen?

Für die Bestimmung des Windfeldes im gewählten Analysegebiet liegen Radar- und Lidardaten sowie in situ Messungen vor. Neben den unterschiedlichen Arten von Datentypen, ist auch die Datenabdeckung einer größeren Variation unterworfen. Die Datenabdeckung der Fernerkundungsinstrumente hängt stark von der jeweiligen Wettersituation ab. In situ Messdaten, z. B. von Flugzeugen, sind generell unregelmäßig verteilt. Die 3DVAR wird seit einigen Jahrzehnten für die Bestimmung von Windfeldern genutzt, allerdings hauptsächlich in Feldexperimenten mit hoher Datendichte und meist unbegrenzt verfügbarer Zeit für die Datenaufbereitung (siehe z. B. Kessinger et al., 1987; Dowell & Bluestein, 1997; Bluestein et al., 1997; Zhao

et al., 2016; Lee et al., 2014). Außerdem wird das Windfeld gewöhnlich nur im Bereich der Messdaten evaluiert und nicht innerhalb des gesamten Analysevolumens (siehe z. B. Yamada, 2013; Park & Lee, 2009). Die vorliegende Arbeit soll Aufschluss darüber geben, inwiefern das Windfeld innerhalb eines festen Volumens unabhängig von der Datendichte bestimmt werden kann. Die angestrebte Genauigkeit liegt dabei unter  $2 \text{ m s}^{-1}$ , was unter dem Fehler von operativen Flugzeugmessungen liegt (de Haan, 2010). Dazu stellt sich eine weitere Frage direkt im Anschluss:

- 1.1 Kann ein Datensatz gefunden werden, mit dem das Windfeld im gesamten Gebiet statistisch signifikant validiert werden kann?

Eine besondere Schwierigkeit bei der Validierung von Volumendaten stellt die Verfügbarkeit von Daten mit entsprechender Auflösung über dem gesamten Gebiet dar (Bousquet et al., 2016). Für eine aussagekräftige Validierung ist es wichtig, Daten mit ähnlicher Datenabdeckung zu nutzen wie im Modell vorhanden (Bousquet et al., 2008a). Neben der Validierung anhand von synthetischen Daten (z. B. in Protat & Zawadzki, 1999) findet die Validierung von Modellen anhand realer Daten im direkten Vergleich zu punktuellen Messdaten statt (siehe u. a. Bousquet et al., 2008a, 2016). Es existiert jedoch kein Messinstrument, welches das Windfeld innerhalb eines Volumens direkt messen kann. Eine Messung des gesamten Windvektors ist nur in situ als Punktmessung möglich. Beschränkt man sich auf nur eine Komponente des Windvektors, so kann man auf Fernerkundungsinstrumente wie Radar und Lidar zurückgreifen, mit dem Nachteil der Abhängigkeit von bestimmten Wettersituationen und der Beeinflussung des Fehlers durch die Struktur des beobachteten Phänomens (Bousquet et al., 2008a). Es ist daher interessant zu evaluieren, ob die gewonnenen Windfelder zuverlässig validiert werden können.

Der Nutzen analysierter Windfelder ist vielfältig. Neben der Analyse von mesoskaligen Prozessen, der Bestimmung typischer Variabilitäten und dem Nutzen als Eingangsparameter in andere physikalische Modelle (siehe u. a. Holzäpfel et al., 2009) können die präprozessierten Windfelder direkt in numerische Wettermodelle assimiliert werden um deren Prognosen zu verbessern. Numerische Wetterprognosemodelle liefern Vorhersagen für viele meteorologische Größen, unter anderem das Windfeld. Aufgrund langer Anlaufzeiten von einigen Stunden (Baldauf et al., 2006) und sehr hoher benötigter Rechenleistung sind sie für die Kurzzeitprognose innerhalb der ersten Stunde jedoch weniger geeignet. Eine Frage, die sich daher ergibt ist:

2. Können die zeitlich hoch aufgelösten Windfelder an sich genutzt werden, um die Kurzzeitprognose für Wind gegenüber der Vorhersage numerischer Wettermodelle zu verbessern?

Aufgrund der im Vergleich geringen zeitlichen Variabilität von Wind wird für die Kürzestfristprognose oftmals die Eulersche Persistenz angenommen (siehe z. B. Wegley et al., 1984; Gurke & Lafferton, 1997). Das Feld wird räumlich wie zeitlich als konstant betrachtet. Mit der in dieser Arbeit entwickelten Methodik kann das aktuelle Windfeld mit geringer Berechnungsdauer räumlich hoch aufgelöst bestimmt werden. Es wird vermutet, dass es unter Annahme Eulerscher Persistenz, für die Kürzestfristprognose genauere Werte liefert als numerische Wettermodelle. Der angestrebte Fehler liegt unter  $2,5 \text{ m s}^{-1}$  innerhalb der ersten Vorhersagestunde.

Für einige Applikationen (siehe z. B. Holzäpfel et al., 2009) ist die Annahme der Eulerschen Persistenz jedoch ungenügend, da der Fehler schnell anwächst. Daher ist die letzte Frage, die in dieser Arbeit beantwortet werden soll:

- 2.1 Lässt sich die Annahme der Lagrangeschen Persistenz, die oft für die Prognose von Regenzellen postuliert wird, auf Windfelder übertragen, um die Vorhersage für einen Vorhersagehorizont von bis zu 60 Minuten gegenüber der Eulerschen Persistenz zu verbessern?

Für die Prognose von Regenzellen nimmt man schon lange statt der Eulerschen die Lagrangesche Persistenz an (z. B. im Bereich der Alpen: Mandapaka et al., 2012). Die Lagrangesche Persistenz geht davon aus, dass das Feld nicht lokal, sondern für einen mit der Strömung mit bewegten Beobachter konstant bleibt. Die Regenzellen innerhalb eines Volumens können in Form von Reflektivität schnell und einfach mit den bestehenden Radarnetzwerken gemessen werden. Ähnlich schnell lässt sich mithilfe der dreidimensionalen Variationsanalyse das Windfeld bestimmen. Untersucht werden soll die Frage, ob sich die für die Prognose von Regenzellen entwickelten Methoden auf die Prognose des Windfeldes übertragen lassen und ob sie in der Lage sind, die Kürzestfristprognose von Wind zu verbessern.

## 1.4. Gliederung der Arbeit

Nachdem in den vorangegangenen Abschnitten die Problematik, Zielsetzung sowie der Stand der Technik dargestellt wurden, befasst sich das zweite Kapitel mit den theoretischen Grundlagen zur Windmessung sowie der Bestimmung und Vorhersage des dreidimensionalen Windfeldes. Die Windmessverfahren von Radar und Lidar sowie in situ Messungen von flugzeuggebundenen Mode-S Daten und Radiosonden werden erläutert. Anschließend wird die Windfeldbestimmung mittels 3DVAR und die Windfeldvorhersage unter der Annahme Eulerscher und Lagrangescher Persistenz behandelt. Hierbei wird sowohl auf die Grundlagen eingegangen, als auch auf die Umsetzung in dieser Arbeit.

Im dritten Kapitel wird genauer auf die zur Verfügung stehende Datengrundlage eingegangen. Dazu gehört sowohl das Analysegebiet, als auch die Messdaten der Fernerkundungs- und in situ Messinstrumente.

Als erstes Ergebniskapitel behandelt Kapitel 4 die Windfeldbestimmung. Anhand von synthetischen Daten wird das Modell zur Windfeldbestimmung aufgebaut. Anschließend wird das Modell validiert. Dazu werden mit den in Kapitel 3 eingeführten Messdaten Windfelder bestimmt. Die Validierung erfolgt anhand von Mode-S Daten, Radiosondendaten sowie Daten eines zusätzlichen Radars. Neben der Untersuchung der Fehler wird auch die Fähigkeit zur Wiedergabe gemessener Energiespektren sowie dessen effektive Modellauflösung getestet. Im letzten Teil dieses Kapitels werden die gewonnenen Windfelder genutzt, um die räumliche sowie zeitliche Variabilität des Windes innerhalb des Analysegebietes zu evaluieren.

Kapitel 5 befasst sich mit der Kurzzeitvorhersage des Windfeldes. Die Kurzzeitprognose bezieht sich dabei auf einen Vorhersagehorizont von bis zu einer Stunde. Nach der allgemeinen Validierung deterministischer sowie probabilistischer Kurzzeitprognosen werden abschließend zwei beispielhafte Fälle näher beschrieben.



## 2. Theoretische Grundlagen

Dieses Kapitel befasst sich mit den physikalischen, mathematischen sowie numerischen Grundlagen, die für die vorliegende Arbeit relevant sind. Die Themengebiete umfassen die Messung von Wind, die Bestimmung des Windfeldes aus den Messdaten sowie die Möglichkeit einer Kurzzeitvorhersage des Windfeldes. Es werden dabei die wichtigsten Gleichungen und Methoden angesprochen und an gegebener Stelle auf weiterführende Literatur verwiesen.

### 2.1. Wind Fernerkundung

Das Messprinzip der Doppler Fernerkundungsinstrumente Radar und Lidar lässt sich vereinfacht zusammenfassen. Eine elektromagnetische Welle wird emittiert, an einem Objekt gestreut und Teile der zurückgestreuten Welle wieder empfangen. Dabei misst das Instrument die Energie der rückgestreuten Welle sowie deren Phasendifferenz in Bezug auf die ausgesendete Welle. Aus der Laufzeit der Signale wird die Entfernung zum rückstreuenden Objekt bestimmt, aus der Frequenzverschiebung die relative Geschwindigkeit des Objektes. In der Realität messen die Instrumente nicht die Rückstreuung an einem einzelnen Teilchen, sondern an allen Teilchen innerhalb eines Messvolumens, welches sich aus der Breite des Strahls sowie dessen Pulslänge ergibt.

Sowohl das Doppler Radar als auch das Doppler Lidar machen sich für die Bestimmung der relativen Geschwindigkeit der rückstreuenden Teilchen gegenüber dem Messinstrument den Dopplereffekt zu Nutzen, welcher für elektromagnetische Wellen gleichermaßen gilt. Der Dopplereffekt beschreibt die Frequenzänderung eines Signales aufgrund der relativ Bewegung zwischen Sender und Empfänger. So ergibt sich die beobachtete Frequenz  $f'$  aus der Frequenz des emittierten Signales  $f = c/\lambda$  mit Wellenlänge  $\lambda$  zu:

$$f' = f \left( 1 + \frac{v_r}{c} \right) \quad , \quad (2.1)$$

wobei  $c$  die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Signales ist und  $v_r$  die relative Geschwindigkeit zwischen Empfänger und Sender. Im Falle vom monostatischen Radar

und Lidar sind Sender und Empfänger räumlich identisch, das Signal wird lediglich an einem Teilchen reflektiert und legt damit den doppelten Weg zurück. Daraus ergibt sich:

$$\Delta f = f' - f = 2f \frac{v_r}{c} \quad . \quad (2.2)$$

Beim kohärenten Doppler Lidar wird die Frequenzverschiebung  $\Delta f$  nicht direkt gemessen werden, da die Wellenlängen des Signals sehr klein sind. Stattdessen wird sowohl das rückgestreute wie auch das Ausgangssignal zuerst mit einem weiteren Signal überlagert. Die entstandene Oberschwingung wird anschließend mit einer festen Rate (um 500 Hz) abgetastet.

Die maximale eindeutig bestimmbare Geschwindigkeit  $v_{r,\max}$  ist begrenzt. Beim Radar ist sie definiert über die Pulsfolgefrequenz PRF, wobei  $t_s = 1/\text{PRF}$  der zeitliche Abstand zwischen zwei Pulsen ist, sowie die Wellenlänge des Signales:

$$v_{r,\max} = \frac{\text{PRF} \cdot \lambda}{4} \quad . \quad (2.3)$$

Gleichung (2.3) wird auch Nyquistgeschwindigkeit genannt (Rinehart, 1991). Geschwindigkeiten, die größer sind als die Nyquistgeschwindigkeit werden in das Intervall auflösbarer Geschwindigkeiten (Nyquistintervall) gefaltet. Auch der Eindeutigkeitsbereich der Reichweite  $R_{\max}$  hängt von der Pulsfolgefrequenz ab:

$$R_{\max} = \frac{c}{2 \cdot \text{PRF}} \quad . \quad (2.4)$$

Die Kombination von Gleichung (2.3) und (2.4) ergibt eine Gleichung, die auch als das „Doppler Dilemma“ bekannt ist:

$$v_{r,\max} R_{\max} = \frac{c\lambda}{8} \quad . \quad (2.5)$$

Die maximale auflösbare Geschwindigkeit sowie die maximale Reichweite sind voneinander abhängig und können nicht gleichzeitig vergrößert werden. Um die maximal auflösbare Geschwindigkeit zu vergrößern wird daher die dual-PRF Methode verwendet. Dabei nutzt man für jeweils benachbarte Messungen in azimuthaler Richtung zwei unterschiedliche Pulsfolgefrequenzen, meist im Verhältnis 4:3 oder 3:2 (May, 2001). Durch den schrittweisen Vergleich beider Messungen mit zunehmender Entfernung zum Radar lassen sich gefaltete Geschwindigkeiten nun entfalten.

Beim Lidar hängt die Nyquistgeschwindigkeit statt von der Pulsfolgefrequenz von der Abtastrate des überlagerten Signals ab. Die maximale Reichweite hängt dagegen vor allem von der Pulsenergie sowie der Anzahl und Dichte der rückstreuenden

Objekte in der Atmosphäre ab.

Radar und Lidar ergänzen sich für meteorologische Anwendungen optimal. Im Gegensatz zum Wetterradar, welches mit seiner Wellenlänge von 3 bis 10 cm auf die Gegenwart von größeren Rückstreuobjekten, z. B. Regen oder Hagel, angewiesen ist, wird der Puls eines Windlidars aufgrund der kleineren Wellenlänge (im Bereich von  $1,5 \mu\text{m}$  bis  $2 \mu\text{m}$ ) bereits an kleineren Teilchen, wie beispielsweise Aerosolen, reflektiert. In Regensituationen wird die Energie der Welle hingegen durch Reflexion, Streuung und Absorption so schnell gedämpft, dass die Reichweite des Lidars gegen Null geht.

## 2.2. Wind Punktmessung

Für die Messung des Windes an ortsfesten Punkten oder entlang eines einzelnen Profils gibt es mehrere Methoden. Der Windvektor wird beispielsweise mit Bodenstationen, Drop- oder Radiosonden sowie mit Flugzeugen gemessen. Die beiden letztgenannten Methoden werden in dieser Arbeit verwendet und sollen daher etwas näher erläutert werden.

Die Windbestimmung durch Radiosonden erfolgt über das Verfolgen der Radiosondenbahn relativ zur Bodenstation. Dabei kann die Position der Radiosonde über ein externes Radar, einen Radiotheodolit, Loran-C oder GPS verfolgt werden. Operativ betriebene Radiosonden nutzen hauptsächlich GPS, da es eine Windgenauigkeit von bis zu  $0,2 \text{ m s}^{-1}$  erlaubt (WMO, 2008). Die Radiosonde sendet das GPS Signal (im Frequenzbereich um 400 MHz) an die Bodenstation, welche über den Versatz der relativen Position der Radiosonde  $\mathbf{x}_l$  zur Bodenstation  $\mathbf{x}_b$  und der Zeitdifferenz  $\Delta t$  die horizontale Windgeschwindigkeit  $\mathbf{v}_h$  bestimmt, mit der die Radiosonde horizontal advehiert wurde:

$$\mathbf{v}_h = \frac{\mathbf{x}_l - \mathbf{x}_b}{\Delta t} . \quad (2.6)$$

Die vertikale Windgeschwindigkeit wird darüber nicht bestimmt, da die Aufstiegs- geschwindigkeit der Radiosonde von etwa  $5 \text{ m s}^{-1}$  (siehe z. B. Dirksen et al., 2014) lediglich geschätzt wird.

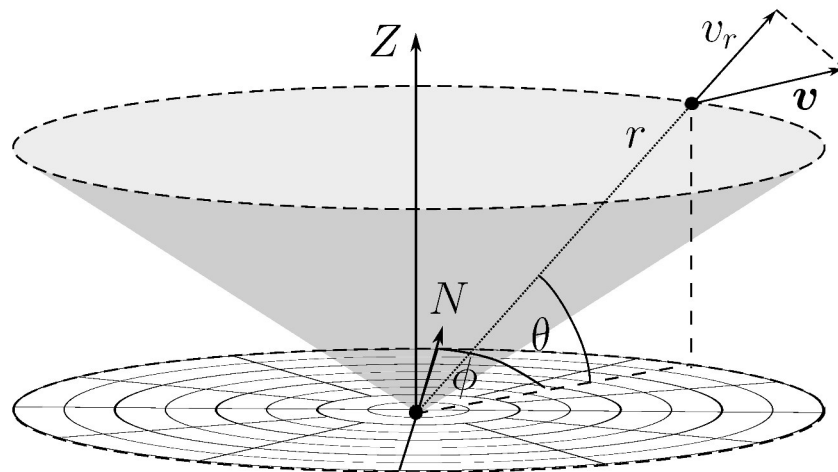
Die Flugzeugmessungen, die in dieser Arbeit genutzt werden, sind Mode-S Messungen (de Haan, 2011). Mode-S Daten werden abgeleitet aus den Informationen über Fluggeschwindigkeit (engl.: *true airspeed*) und Flugzeugausrichtung (engl.: *heading*), die von fast jedem Flugzeug in hoher zeitlicher Auflösung durch das Überwachungsradar an Flughäfen mitgeteilt werden. Insgesamt werden sechs Parameter kontinuierlich übermittelt, dazu gehört die Flugzeug ID, das Fluglevel, die Mach-Zahl, der



Die Zusammenhänge zwischen radialer Geschwindigkeit  $v_r$  und dem dreidimensionalen Windvektor  $\mathbf{v} = (u, v, w)^T$  werden über folgende Gleichung beschrieben:

$$v_r = u \cdot \sin(\phi) \cos(\theta) + v \cdot \cos(\phi) \cos(\theta) + (w + w_T) \cdot \sin(\theta) \quad , \quad (2.8)$$

wobei  $\phi$  den Azimuthwinkel und  $\theta$  den Elevationswinkel bezeichnen. Die gemessene vertikale Geschwindigkeitskomponente setzt sich zusammen aus der vertikalen Windgeschwindigkeit  $w$  sowie der Fallgeschwindigkeit  $w_T$  des rückstreuenden Teilchens. Für die Bestimmung der Fallgeschwindigkeit gibt es verschiedene empirische Zusammenhänge unter Verwendung der Radarreflektivität (z. B. Foote & Du Toit, 1969; Joss & Waldvogel, 1970). Mit einer Schätzung der Fallgeschwindigkeit lassen sich analytisch alle Komponenten an einem Punkt bestimmen, sobald drei unabhängige Messungen aus unterschiedlichen Richtungen vorliegen.



**Abbildung 2.2.:** Messgeometrie der Fernerkundungsinstrumente. Der Ort einer Messung wird angegeben über den Azimuthwinkel  $\phi$ , ausgehend von Norden, den Elevationswinkel  $\theta$ , sowie der Entfernung zwischen Messinstrument und Messung  $r$ . Gemessen wird dabei die radiale Komponente  $v_r$  des dreidimensionalen Windvektors  $\mathbf{v}$ .

Drei Aspekte erschweren diesen Ansatz. Erstens liegen in den wenigsten Fällen drei unabhängige Messungen aus unterschiedlichen Richtungen vor. Zweitens ist die Schätzung der Fallgeschwindigkeit mit größerer Unsicherheit verbunden (Miller & Strauch, 1974). Drittens messen operationell betriebene Radare mit sehr geringen Elevationswinkeln. Die größte Dichte liegt im Bereich bis  $5^\circ$ . Bei diesen niedrigen Messwinkeln trägt die vertikale Komponente des Windvektors nur sehr wenig zur gemessenen radialen Komponente bei ( $w \cdot \sin \theta$ , siehe Gleichung 2.8). Die direkte Bestimmung der vertikalen Komponente über die gemessenen Radialgeschwindigkeiten ist aus den genannten Gründen mit großen Fehlern behaftet (Wurman et al., 1993).

Stattdessen bestimmt man ausschließlich die beiden horizontalen Geschwindigkeitskomponenten direkt aus den gemessenen radialen Geschwindigkeiten. Es ergibt sich folgendes Gleichungssystem:

$$\underbrace{\begin{pmatrix} \sin(\phi_1) \cos(\theta_1) & \cos(\phi_1) \cos(\theta_1) \\ \sin(\phi_2) \cos(\theta_2) & \cos(\phi_2) \cos(\theta_2) \\ \vdots & \vdots \\ \sin(\phi_N) \cos(\theta_N) & \cos(\phi_N) \cos(\theta_N) \end{pmatrix}}_{\mathbf{A}} \underbrace{\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}}_{\mathbf{v}_h} = \underbrace{\begin{pmatrix} v_{r1} \\ v_{r2} \\ \vdots \\ v_{rN} \end{pmatrix}}_{\mathbf{v}_r}, \quad (2.9)$$

wobei  $N$  die Anzahl der verwendeten Radardaten ist.  $\phi$  und  $\theta$  sind die Azimuth- und Elevationswinkel.  $\mathbf{v}_r$  ist ein Vektor mit allen gemessenen radialen Geschwindigkeiten an einem Punkt. Durch Multiplikation mit der transponierten Matrix  $\mathbf{A}^T$  ergibt sich:

$$\underbrace{\begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix}}_{\mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{v}_h} \underbrace{\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}}_{\mathbf{A}^T \mathbf{v}_r} = \underbrace{\begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \end{pmatrix}}_{\mathbf{A}^T \mathbf{v}_r}. \quad (2.10)$$

Das Gleichungssystem 2.10 kann gelöst werden über:

$$u = \frac{1}{\det(\mathbf{A}^T \mathbf{A})} (a_{22} b_1 - a_{12} b_2) \quad (2.11)$$

$$v = \frac{1}{\det(\mathbf{A}^T \mathbf{A})} (a_{11} b_2 - a_{21} b_1). \quad (2.12)$$

Diese Methode wird als dual-Doppler bezeichnet. Caumont & Ducrocq (2008) zeigen, dass das Weglassen der vertikalen Komponente im Gleichungssystem die Bestimmung der horizontalen Geschwindigkeiten kaum beeinflusst. Bei Lakshmanan et al. (2006) verbessert sich sogar das Ergebnis, da keine Fehler aus fehlerhaft bestimmter vertikaler Komponenten über die Massenerhaltung auf die horizontalen Komponenten übertragen wurden. Für die Bestimmung der vertikalen Komponente kann als zusätzliche Information die Kontinuitätsgleichung genutzt werden. Ray et al. (1980) zeigen, dass bei der direkten Aufwärtsintegration der Kontinuitätsgleichung Fehler im Divergenzfeld exponentiell mit der Höhe zunehmen. Dies kann teilweise umgangen werden mit einem gewichteten Mittel aus Auf- und Abwärtsintegration (Protat & Zawadzki, 1999). Die besten Ergebnisse bei der direkten Integration zeigt die iterative Bestimmung der drei Geschwindigkeitskomponenten, bei der in einer Schleife die berechnete vertikale Komponente genutzt wird um die beiden horizontalen Komponenten nachzujustieren, um anschließend erneut die vertikale Komponente zu bestimmen (z. B. in Ray et al., 1980; Hildebrand & Mueller, 1985). Dennoch sind

die Fehler groß, da weitere Aspekte die genaue Bestimmung der Windkomponenten über die dual-Doppler Methode erschweren. Dazu gehören ungenaue Randbedingungen, Interpolationsfehler, Unsicherheiten im gemessenen Radialwind sowie die zeitversetzte Messung eines Punktes durch unterschiedliche Messinstrumente. Diese Schwierigkeiten wurden vielfach adressiert (siehe z. B. Shapiro & Mewes, 1999; Testud & Chong, 1983; Chong et al., 1983; Ray et al., 1980, und viele mehr). Auch im Bereich größerer Datenlücken stößt man bei der direkten Integration auf erhebliche Schwierigkeiten (Dowell & Shapiro, 2003).

Beim Umgang mit diesen Unsicherheiten hat sich eine Methode besonders bewährt, die Variationsanalyse. Bei der Variationsanalyse wird eine Kostenfunktion, bestehend aus mehreren Termen, nach den sogenannten Kontrollvariablen (z. B. den Komponenten des Windvektors) minimiert. Jeder dieser Terme wird mit einem Gewicht versehen, welches die relative Bedeutung des einzelnen Terms im Ergebnis der gesamten Kostenfunktion widerspiegelt. Nach Sasaki (1970) kann ein Term als starke oder schwache Bedingung gesetzt werden. Eine starke Bedingung ist eine Bedingung, die von den Kontrollvariablen nach der Minimierung bis auf ein erlaubtes Residuum erfüllt sein muss. Eine schwache Bedingung lässt größere Abweichungen zu und wird daher für Terme verwendet, die Modell- oder Beobachtungsfehler enthalten können (Protat & Zawadzki, 1999).

Die Windfeldbestimmung in dieser Arbeit erfolgt in zwei wesentlichen Schritten. In einem ersten Schritt werden die aufbereiteten Messdaten (mehr dazu in Kapitel 3) auf ein zuvor definiertes kartesisches Koordinatensystem interpoliert. Im zweiten Schritt wird die Kostenfunktion aufgebaut und minimiert. Häufig werden diese Schritte kombiniert. Die Interpolation erfolgt simultan mit der Minimierung der Kostenfunktion, indem in dem Term der Kostenfunktion, der die Abweichung zu den Messdaten bestimmt, alle Messdaten einzeln einbezogen und mit Gewichten in Abhängigkeit ihrer Entfernung zu den Gitterpunkten versehen werden (siehe z. B. Bousquet & Chong, 1998). Die Aufteilung von Interpolation und Minimierungsprozess hat zwei wichtige Vorteile bei der Arbeit im operationellen Rahmen. Erstens wird die Anzahl der Daten, die in die Minimierung einbezogen werden, stark reduziert. Ein einzelnes Doppler Wetterradar mit 10 gemessenen Elevationswinkeln je 360 gemessenen Azimuthwinkeln, einem Abtastintervall von 150 m und einer Reichweite von 120 km kann bei voller Datenabdeckung über 2 Millionen Messwerte liefern. Bei einem angenommenen Gitter von  $100 \times 100 \times 10$  Gitterknoten gehen nach vorheriger Interpolation weniger als 5% der Datenmenge in die Minimierung ein, was die Rechenzeit deutlich verkürzt. Ein weiterer Vorteil ist, dass durch die Interpolation automatisch Werte generiert werden können, die für die nachfolgende Minimierung als Qualitätsparameter für die Gewichtung oder den Ausschluss von Daten genutzt

werden können, z. B. die Anzahl der verwendeten Messdaten für die Interpolation an einem einzelnen Gitterpunkt oder deren Varianz.

Im Gegensatz zu den besprochenen Punktmessungen des Windfeldes liefern Radar und Lidar ausschließlich die radiale Komponente des Windvektors in Bezug auf das Messinstrument. Die Interpolation dieser Fernerkundungsdaten mit der Methode der kleinsten Quadrate umfasst daher auch eine Schätzung des Windvektors. Als Vorbild gilt die in López Carrillo & Raymond (2011) beschriebene Methodik, wobei hier ausschließlich die horizontalen Geschwindigkeiten betrachtet werden. Die Interpolationsfunktion der radialen Geschwindigkeiten an einem Gitterpunkt sieht folgendermaßen aus:

$$F(\mathbf{v}_h) = \sum_{i=1}^N (\mathbf{n}_i \cdot \mathbf{v}_h - v_{r,i})^2 / \sigma_i^2 \quad . \quad (2.13)$$

$\mathbf{v}_h$  ist der gesuchte horizontale Windvektor und  $v_{r,i}$  die  $i$ te gemessene radiale Geschwindigkeit.  $N$  ist die Anzahl der an einem Gitterpunkt miteinbezogenen radialen Geschwindigkeit.  $\mathbf{n}_i$  ist der Einheitsvektor in radialer Richtung vom Messinstrument und  $\sigma_i^2$  die Varianz der gemessenen radialen Geschwindigkeit. Die Varianz setzt sich wie folgt zusammen:

$$\sigma_i^2 = \sigma_0^2 / w_i \quad , \quad (2.14)$$

mit  $\sigma_0$  als Messfehler des Instrumentes und  $w_i$  einer Gewichtungsfunktion, die sich aus unterschiedlichen Termen zusammensetzen kann. Neben der Entfernung zum Gitterpunkt können für die Bestimmung von  $w_i$  andere geometrische Parameter genutzt werden, zum Beispiel die Entfernung zum Radar (Shapiro et al., 2009) oder die Strahlbreite (Lakshmanan et al., 2006). Der Messfehler  $\sigma_0$  wird für die Radardaten mit  $1 \text{ m s}^{-1}$  angenommen, wie z. B. angegeben in Schroth et al. (1988) und genutzt in López Carrillo & Raymond (2011) oder Laroche & Zawadzki (1994).

Die Minimierung der Gleichung (2.13) führt zu dem bekannten dual-Doppler Gleichungssystem (siehe Gleichung (2.10)), wobei zusätzlich eine Gewichtung  $\mathbf{W}$  eingeführt wurde. Dieses Gleichungssystem kann auf folgende Weise geschrieben werden:

$$\underbrace{\mathbf{A}^T \mathbf{W} \mathbf{A}}_{\mathbf{S}} \mathbf{v}_h = \mathbf{A}^T \mathbf{W} \mathbf{v}_r \quad , \quad (2.15)$$

wobei  $\mathbf{W}$  eine Diagonalmatrix der Größe  $N \times N$  ist, deren Einträge  $1/\sigma_i^2$  sind. Anstatt dieses Gleichungssystem mit dem dual-Doppler Verfahren direkt zu lösen (Gleichung (2.12)), wird die linke Seite der Gleichung  $\mathbf{S} = \mathbf{A}^T \mathbf{W} \mathbf{A}$  diagonalisiert und eine Geschwindigkeit  $\mathbf{u}_\gamma$  in einem rotierten Referenzsystem (Hauptachsensystem)



$\mathbf{D} = \mathbf{R}^T \mathbf{S} \mathbf{R}$  berechnet. Dies hat den Vorteil, dass die Komponenten unabhängig voneinander bestimmt werden können. Um die Matrix zu diagonalisieren werden die Eigenwerte  $a_i$  sowie Eigenvektoren  $\mathbf{e}_i$  über die Einheitsmatrix  $\mathbf{E}$  berechnet, es gilt:

$$\det(\mathbf{S} - a\mathbf{E}) = 0 \quad , \text{ sowie} \quad (2.16)$$

$$(\mathbf{S} - a_i\mathbf{E})\mathbf{e}_i = \mathbf{0} \quad . \quad (2.17)$$

Die Windkomponenten  $\mathbf{u}_\gamma$  sind nun in die Richtung der Eigenvektoren definiert, nicht mehr bezüglich der kartesischen Richtungen. Die Größe des Eigenwertes ist ein direktes Maß der Varianz der entsprechenden Komponente. Je größer der Eigenwert, desto genauer die Schätzung. Ausführlichere Details zur Herleitung können in López Carrillo & Raymond (2011) gefunden werden.

Die Interpolation der in situ Messungen ist weniger aufwändig, da direkt beide horizontale Geschwindigkeitskomponenten vorliegen. Der Messfehler wird dabei für die Mode-S Daten zu  $2,0 \text{ m s}^{-1}$  (nach de Haan, 2010), für die Radiosondendaten zu  $0,5 \text{ m s}^{-1}$  (nach López Carrillo & Raymond, 2011; Vaisala, 2013) gesetzt.

Der zweite Schritt nach der Interpolation der Messdaten ist die Minimierung der Kostenfunktion. Die in dieser Arbeit verwendete Kostenfunktion setzt sich aus folgenden Termen zusammen:

$$J = J_V + J_I + J_B + J_S + J_{MC} \quad . \quad (2.18)$$

$J_V$  ist der Term, der die Abweichung der Analyse zu den Beobachtungen der Fernerkundungsinstrumente bestimmt,  $J_I$  bestimmt die Abweichung zu den in situ Messungen und  $J_B$  die Abweichung zum Hintergrundfeld.  $J_S$  ist ein Glättungsterm und  $J_{MC}$  berechnet das Residuum der Kontinuitätsgleichung.

Über die Jahre wurden viele Kombinationen der Kostenfunktion getestet. Laroche & Zawadzki (1994) stellten eine Kostenfunktion auf, die zwei physikalische Gleichungen enthielt und, nach der zuvor beschriebenen Definition von Sasaki (1970), sowohl stark als auch schwach formuliert war. Sie setzten die Kontinuitätsgleichung als starke Bedingung und die Erhaltungsgleichung der Reflektivität als schwache Bedingung. Die Erhaltungsgleichung der Reflektivität wurde ebenfalls genutzt von Qiu & Xu (1992), ist jedoch ebenso wie die Vorticitygleichung (z. B. in Shapiro et al., 2009; Shun et al., 2005) nicht so weit verbreitet wie die Kontinuitätsgleichung. Diese wird sowohl in schwacher (siehe unter anderem Gao et al., 1999, 2004) wie auch starker Formulierung genutzt ((z. B. in Protat & Zawadzki, 2000, 1999; López Carrillo & Raymond, 2011). In dieser Arbeit wird die Kontinuitätsgleichung als starke Bedingung gesetzt um die Massenerhaltung des gewonnenen Windfeldes zu erzwingen.

Dies ist z. B. wichtig wenn das Windfeld direkt in ein numerisches Wettermodell assimiliert werden soll. Alle anderen Terme werden als schwache Bedingungen gesetzt.

Jeder Term der Kostenfunktion wird mit einem eigenen Gewicht  $\lambda_X$  versehen. Die Gewichte der Kostenfunktion richtig zu setzen ist eine der Herausforderungen dieser Methodik (Hoffman, 1984). Gao et al. (1999) fanden heraus, dass ihre Ergebnisse nicht sensitiv auf die Wahl der Gewichtungen reagierten und schlugen daher vor, die Gewichtungen als Einstellungsparameter zu nutzen (wie auch in Liu et al., 2004; Shapiro et al., 2009). Sie wählten die Gewichtungen so, dass jeder Term der Kostenfunktion die gleiche Größenordnung hatte. Dieser Ansatz wird auch in dieser Arbeit verfolgt. Es werden skalare Gewichte gewählt. Dabei dient die Größe des Terms  $J_{MC}$  als Referenz, die Gewichte der anderen Terme  $\lambda_X$  (aller Gewichtungsterme mit Ausnahme des Gewichtes  $\lambda_{MC}$  der Kontinuitätsgleichung, dessen Wert nach der Festlegung nicht nachjustiert wird) werden nach ihrer Festlegung nachjustiert über folgende Beziehung:

$$\tilde{\lambda}_X = \lambda_X \frac{J_{MC}}{J_X} \quad . \quad (2.19)$$

Die justierten Gewichte  $\tilde{\lambda}_X$  sind so ausgelegt, dass alle Terme der Kostenfunktion in der gleichen Größenordnung liegen, der relative Einfluss eines Terms jedoch einfach über  $\lambda_X$  gesetzt werden kann.

Der Term für die Abweichung zu den beobachteten Radar und Lidar Messungen ist folgendermaßen aufgebaut:

$$J_V = \tilde{\lambda}_V \sum_{g=1}^G \sum_{\gamma=1}^2 a_{g\gamma} (\mathbf{v}_g \cdot \mathbf{e}_{g\gamma} - u_{g\gamma})^2 \quad , \quad (2.20)$$

wobei  $g$  ein Laufindex über die Anzahl  $G$  der Gitterpunkte ist und  $\gamma$  ein Laufindex über die beiden Eigenrichtungen in der horizontalen Ebene.  $u_{g\gamma}$  ist die Geschwindigkeit am Gitterpunkt  $g$  in Richtung des Eigenvektors  $\mathbf{e}_{g\gamma}$ .  $\mathbf{v}_g$  ist der analysierte Windvektor am Gitterpunkt. In dieser Gleichung werden nach der Interpolation nicht mehr alle gemessenen radialen Geschwindigkeiten  $\mathbf{v}_r$  betrachtet, sondern nur noch die interpolierten Werte  $u_{g\gamma}$  über das Gitter  $\sum_{g=1}^G$ . Die quadratische Abweichung der Analyse zu den Beobachtungen wird mit dem entsprechenden Eigenwert  $a_{g\gamma}$  gewichtet, da dieser, wie in López Carrillo & Raymond (2011) gezeigt, ein direktes Maß für die geometrieabhängige Genauigkeit der dazugehörigen Komponente ist.  $\tilde{\lambda}_V$  ist der Gewichtungsfaktor, der den Einfluss des Terms  $J_V$  zum Gesamtergebnis von  $J$  angibt und wird über  $\lambda_V = 1$  nach Gleichung (2.19) bestimmt.

Der Term für die Abweichung zu den beobachteten in situ Messungen lautet:

$$J_I = \tilde{\lambda}_I \sum_{g=1}^G |\mathbf{v}_g - \mathbf{v}_{I,g}|^2 \quad , \quad (2.21)$$

mit  $\mathbf{v}_{I,g}$  als Geschwindigkeitsvektor der in situ Messung. Der Gewichtungsfaktor  $\tilde{\lambda}_I$  wird berechnet über Gleichung 2.19 mit  $\lambda_I = 0,5$ . Diese Gewichtung ist halb so groß, wie die des Terms der Fernerkundungsdaten, da Mode-S Daten einen größeren Messfehler haben und die Position der Radiosonde aus der Angabe des horizontalen Windvektors und einer geschätzten Aufstiegsgeschwindigkeit sowohl zeitlich als auch räumlich nur geschätzt werden kann. Zeitstempel sowie horizontale Position fehlen den angegebenen Daten.

Die Abweichung zum Hintergrundfeld wird analog zu (2.21) über folgende Formel berechnet:

$$J_B = \tilde{\lambda}_B \sum_{g=1}^G |\mathbf{v}_g - \mathbf{v}_{B,g}|^2 \quad , \quad (2.22)$$

mit  $\mathbf{v}_{B,g}$  als Geschwindigkeitsvektor des Hintergrundfeldes. Als Hintergrundfeld können extrapolierte Punktmessungen, z. B. von einer Radiosonde, einer Bodenstation oder eines Windprofilers sowie ein Modellwindfeld genutzt werden. Das Gewicht wird erneut über Gleichung 2.19 gesetzt mit  $\lambda_B = 0,1$ . Diese niedrige Gewichtung gewährleistet, dass das berechnete Windfeld an Stellen ohne Datenabdeckung nah am Hintergrundfeld liegt, an den Stellen mit Datenabdeckung jedoch wenig vom Hintergrundfeld beeinflusst wird (Gao et al., 1999). Für die Gewichtung des Hintergrundfeldes wird oftmals eine Fehlerkovarianzmatrix angenommen, die Einträge auf der Haupt- sowie einigen Nebendiagonalen aufweist. Diese muss jedoch aufwendig modelliert werden, z. B. mit rekursiven Filtern (Gao et al., 2004), und fasst  $G^2 \times G^2$  Einträge.

Die Rolle eines Glättungstermes in der Kostenfunktion wurde vielfach diskutiert, sowohl in der Theorie (z. B. von Yang & Xu, 1996), als auch in der Anwendung (z. B. von Sun & Crook, 1994). Gao et al. (1999) sprechen der Glättung eine ebenso große Bedeutung wie der Kontinuitätsgleichung bei ihrer Analyse zu. Die Glättung hilft kleinskaliges Rauschen zu minimieren und den Einflussradius der Beobachtungen zu vergrößern, wohingegen die Kontinuitätsgleichung wichtig ist für die Bestimmung der vertikalen Geschwindigkeitskomponente. In der Literatur kommen unterschiedliche Glättungsfunktionen zum Einsatz. Sie unterscheiden sich hauptsächlich in der Ordnung der Glättung, von erster Ordnung (z. B. in Sasaki, 1970, 1971) über zweite (z. B. in Thacker, 1988; Shapiro et al., 2009) bis hin zu dritter Ordnung (wie in Yamada, 2013). In dieser Arbeit wird eine Glättung zweiter Ordnung verwendet:

$$J_S = \tilde{\lambda}_S \sum_{g=1}^G \left[ \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \right)^2 + \left( \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right)^2 + \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} \right)^2 + \left( \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right)^2 \right] \quad , \quad (2.23)$$

mit  $\lambda_S = 1, 0$ . Es handelt sich um eine horizontale Glättung der beiden horizontalen Komponenten des analysierten Geschwindigkeitsvektors  $\mathbf{v}_h = (u, v)^T$ . Es wird darauf verzichtet die vertikale Komponente zu glätten, da die vertikale Komponente ausschließlich über den Beitrag der Kontinuitätsgleichung, nicht aus Messdaten bestimmt wird. Auch auf die vertikale Glättung der horizontalen Komponenten wird verzichtet, da diese mitunter große vertikale Gradienten aufweisen können, die nicht heraus geglättet werden sollen.

Die Kontinuitätsgleichung wird hergeleitet über die Massenerhaltung für beliebige Volumina und ergibt sich zu:

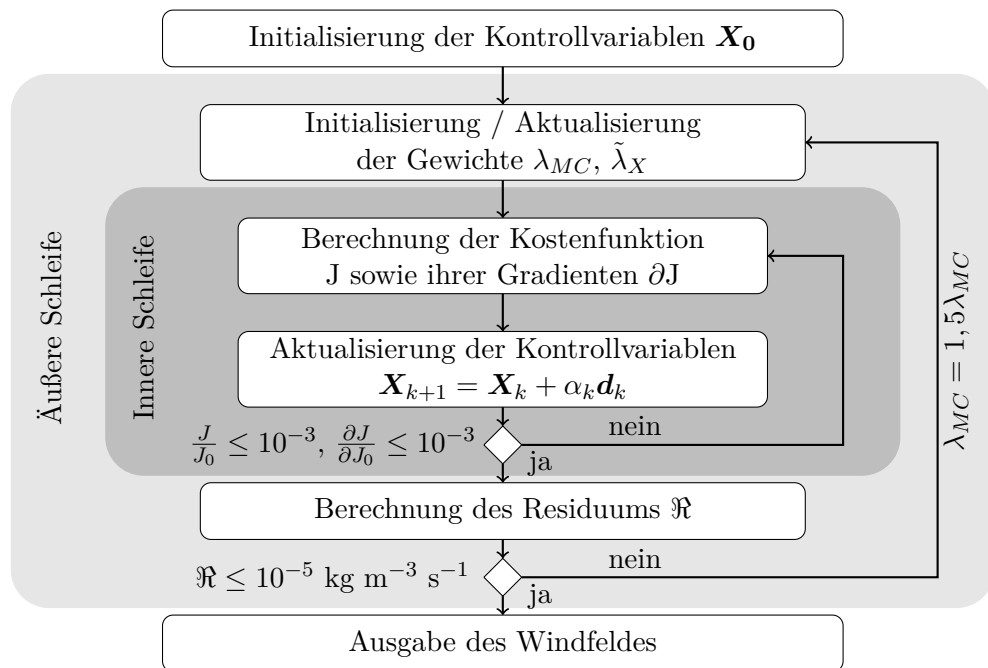
$$0 = \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) \quad . \quad (2.24)$$

In dieser Arbeit wird eine besondere Form der Kontinuitätsgleichung genutzt bei der die Dichte  $\rho_0(z)$  ausschließlich von der Höhe abhängig ist. Sie wurde von Ogura & Charney (1962) eingeführt und ergibt sich aus der Überlegung, dass horizontale sowie zeitliche Änderungen in der Dichte vernachlässigbar klein sind gegenüber vertikalen Änderungen. Der Beitrag der Kontinuitätsgleichung zur Kostenfunktion berechnet sich über:

$$J_{MC} = \lambda_{MC} \sum_{g=1}^G \left[ (\nabla \cdot (\rho_{0,g}(z) \mathbf{v}_g))^2 \right] \quad . \quad (2.25)$$

Die höhenabhängige Dichte  $\rho_0(z)$  kann entweder durch eine Messung bestimmt, oder über die Standardatmosphäre approximiert werden (wie unter anderem in Scialom & Lemaître, 1990). Als Randbedingung für die Bestimmung der Kontinuitätsgleichung wird meist  $w = 0$  am Boden des Analysegebietes, sowie am oberen Rand gewählt (wie auch in Protat & Zawadzki, 1999; Shapiro et al., 2009, und vielen anderen). Wie zuvor erwähnt, wird die Kontinuitätsgleichung in dieser Arbeit als starke Bedingung gesetzt. Das berechnete Windfeld muss daher die Kontinuitätsgleichung an jedem Gitterpunkt bis auf ein zulässiges Residuum  $\Re$  erfüllen. Dieses Residuum wird gesetzt auf  $10^{-5} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ , was gewährleistet, dass der Fehler der vertikalen Komponente durch vertikale Integration der Massenerhaltung im Größenbereich von  $10^{-1} \text{ m s}^{-1}$  liegt. Um die Bedingung zu erfüllen, könnte die Gewichtung  $\lambda_{MC}$  von Beginn an sehr hoch gesetzt werden. Vergleichsweise große Gewichtungen verursachen jedoch große Gradienten in der Kostenfunktion, die dazu führen, dass der Minimierungsprozess entlang eines Tals sehr langsam verlaufen kann. Willoughby (1969) schlagen dagegen vor das Minimierungsproblem aufzuteilen

in mehrere Schleifen, wobei als Startpunkt der nächsten Schleife die Lösung der vorherigen gesetzt wird. Diese Methode wurde intensiv von Fiacco und McCormick in drei aufeinanderfolgenden Veröffentlichungen (Fiacco und McCormick, 1964a; 1964b und 1966) untersucht und erwies sich als verlässlich. Als Ausgangspunkt wird  $\lambda_{MC} = 1,0$  gesetzt. Dieser Wert wird im Laufe der Minimierung systematisch mit einer Wachstumsrate von 1,5 erhöht. Mit der Wahl der Terme und der Gewichte ist die Kostenfunktion vollständig aufgesetzt und der Minimierungsprozess kann beginnen. Das Flussdiagramm in Abbildung (2.3) erläutert die Schritte, die dabei durchlaufen werden.



**Abbildung 2.3.:** Schematische Darstellung der Minimierungsschritte der Kostenfunktion.

Die globale Minimierung der Kostenfunktion ist unterteilt in eine innere und eine äußere Schleife. In der inneren Schleife wird die aktuelle Kostenfunktion minimiert, in der äußeren Schleife wird die Gewichtung der Kostenfunktion in jeder Iteration um den Faktor 1,5 erhöht um sich der Erfüllung der Kontinuitätsgleichung schrittweise zu nähern. Für die Minimierung der inneren Schleife wird die Methode der konjugierten Gradienten nach Powell (1977) verwendet:

$$\mathbf{X}_{k+1} = \mathbf{X}_k + \alpha_k \mathbf{d}_k \quad . \quad (2.26)$$

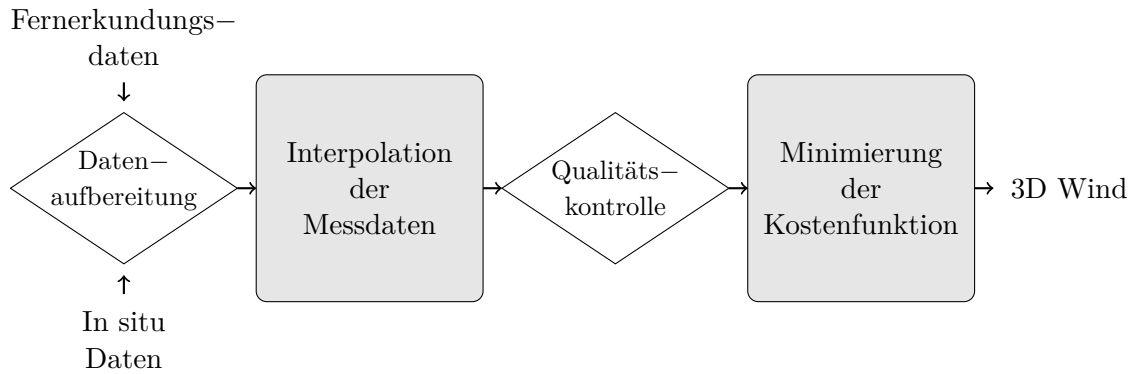
Ein neuer Wert  $\mathbf{X}_{k+1}$  wird berechnet aus dem alten Wert  $\mathbf{X}_k$  plus einer Schrittlänge  $\alpha_k$  in die Richtung  $\mathbf{d}_k$  der konjugierten Gradienten. Ein Minimum ist gefunden,

sobald die Änderung der Kostenfunktion, sowie die Änderung des Gradienten der Kostenfunktion kleiner als  $10^{-3}$  ist. Die Gradienten  $\partial J/\partial X$  werden über die Finite Differenzen Methode mit zentrierten Differenzen (z. B. in Etling, 2008) berechnet:

$$\frac{\partial J}{\partial X} \rightarrow \frac{J(X_0 + \Delta X) - J(X_0 - \Delta X)}{2\Delta X} \quad . \quad (2.27)$$

Die äußere Schleife wird verlassen, sobald das Residuum der Kontinuitätsgleichung  $\mathfrak{R}$  an jedem Gitterpunkt die vorgegebene Schranke von  $10^{-5} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$  unterschritten hat. Mit Verlassen der äußeren Schleife ist der Minimierungsprozess beendet und das gewonnene Windfeld wird ausgegeben.

Abbildung (2.4) fasst die zuvor beschriebenen Schritte im Modell zur Bestimmung des dreidimensionalen Windfeldes zusammen. Nach einer ersten, automatisierten Datenaufbereitung (siehe Kapitel (3.2) und (3.3)) werden die Messdaten auf das Analysegitter interpoliert. Dies ist ein wichtiger Schritt zur Reduktion der Datenmenge und damit zur operationellen Anwendbarkeit der Methode. Außerdem werden gleichzeitig Werte berechnet, die in der anschließenden Datennachbereitung zur Qualitätskontrolle genutzt werden können (siehe Kapitel (4.1.2)). Nach der anschließenden Minimierung der aufgesetzten Kostenfunktion wird das gewonnene Windfeld ausgegeben.



**Abbildung 2.4.:** Schematische Darstellung der Schritte im Modell zur Bestimmung des Windfeldes.

## 2.4. Windfeldvorhersage

In dieser Arbeit wird eine Kurzzeitfristvorhersage des Windfeldes generiert. Kurzzeitfrist bezeichnet dabei einen Vorhersagehorizont von bis zu einer Stunde. Im Gegensatz zu den üblicherweise genutzten ortsfesten Zeitreihen für die Kurzzeitfristprognose von Wind, werden in Kapitel 4 großräumige Windfelder bestimmt, die für

die Prognose genutzt werden können. Es werden zwei Annahmen für die Vorhersage getestet. Die erste ist die Annahme der **Eulerschen Persistenz**:

$$\hat{\Psi}(t_0 + \tau, \mathbf{x}) = \Psi(t_0, \mathbf{x}), \quad (2.28)$$

wobei  $\Psi$  das beobachtete Feld am Ort  $\mathbf{x}$  zum Beobachtungszeitpunkt  $t_0$  ist,  $\tau$  der Vorhersagezeitschritt und  $\hat{\Psi}(t_0 + \tau, \mathbf{x})$  das vorhergesagte Feld zum Zeitpunkt  $t_0 + \tau$ . Die Eulersche Persistenz nimmt an, dass ein ortsfester Beobachter keine Änderung im Feld wahrnimmt. Diese Annahme lässt sich auch für die Analyse von ortsfesten Zeitreihen einfach umsetzen und liefert für einen kurzen Vorhersagezeitschritt für viele homogenen Felder  $\Psi$  gute Ergebnisse, deren Fehler meist unter dem der numerischen Wettermodelle liegt (Wu & Hong, 2007). Für längere Vorhersageschritte oder Felder mit großen Gradienten wird die Eulersche Persistenz schnell ungenau.

Eine andere Annahme die getroffen werden kann ist die **Lagrangesche Persistenz**:

$$\hat{\Psi}(t_0 + \tau, \mathbf{x}) = \Psi(t_0, \mathbf{x} - \boldsymbol{\alpha}), \quad (2.29)$$

wobei  $\boldsymbol{\alpha}$  ein Verschiebungs- bzw. Advektionsvektor ist. Die Lagrangesche Betrachtungsweise geht davon aus, dass sich für einen Beobachter, der sich mit einem Teilchen im Feld mitbewegt, das Feld nicht ändert. Für einen ortsfesten Beobachter hingegen schon. Gleichung (2.29) lässt sich auch in differentieller Form darstellen. Dazu wird die zeitliche Ableitung der Funktion  $\Psi(\mathbf{x}(t), t)$  betrachtet. Diese muss mit der Kettenregel bestimmt werden, da sich der Beobachtungsort  $\mathbf{x}(t)$  in der Lagrangeschen Betrachtung mit der Zeit  $t$  ändert. Es ergibt sich damit:

$$\frac{d\Psi}{dt} = \frac{\partial\Psi}{\partial t} + (\mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla) \Psi, \quad (2.30)$$

mit  $\mathbf{u}_\alpha = (\frac{\partial x}{\partial t}, \frac{\partial y}{\partial t}, \frac{\partial z}{\partial t})^T$ . Die Ableitung  $d\Psi/dt$  wird auch substantielle oder totale Ableitung genannt. Unter der Annahme Lagrangescher Persistenz:

$$\frac{d\Psi}{dt} = 0, \quad (2.31)$$

ergibt sich die örtliche Änderung des Feldes  $\Psi$  mit der Zeit durch Advektion, dynamische Prozesse vernachlässigt werden vernachlässigt. Es gilt:

$$\frac{\partial\Psi}{\partial t} = -(\mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla) \Psi. \quad (2.32)$$

Mit der Anwendung dieser Annahme zur Vorhersage von Windfeldern wird die fro-

zen turbulence Theorie von Taylor (1938), welche aussagt, dass sich das Muster der Turbulenz zeitlich nur sehr langsam ändert, während es mit der Strömung advehiert wird, übertragen auf Strukturen im Windfeld. Für die Vorhersage von Regen und Gewitterzellen findet die Lagrangesche Persistenz schon lange Verwendung. Die ersten Arbeiten stammen aus den 60er Jahren. Hilst et al. (1960) nutzen die Annahme Lagrangescher Persistenz für die Extrapolation von Radarreflektivitätsbildern. Ähnliche Arbeiten folgten (siehe z. B. Zawadzki, 1973; Austin & Bellon, 1974; Bellon & Austin, 1978).

Der Vektor der Verschiebungsgeschwindigkeit  $\mathbf{u}_\alpha$  unterscheidet sich von dem Vektor der berechneten Windgeschwindigkeit  $\mathbf{v}$ . Während mit der in Kapitel (2.3) beschriebenen Methode versucht wird die lokale Windgeschwindigkeit innerhalb unterschiedlicher Systeme feinskalig aufzulösen (z. B. das Zu- und Abströmen in konvektiven Zellen), beschreibt  $\mathbf{u}_\alpha$  die Geschwindigkeit mit der sich die Systeme fortbewegen (z. B. die Zuggeschwindigkeit einer Frontlinie). Die räumliche sowie zeitliche Variabilität von  $\mathbf{u}_\alpha$  ist damit wesentlich geringer.

Zwei unterschiedliche Methoden zur Berechnung des Verschiebungsvektors haben sich durchgesetzt: Die Variationsmethode (z. B. in Laroche & Zawadzki, 1995) sowie die Korrelationsmethode (unter anderem genutzt in Smythe & Zrnic, 1983; Chornoboy et al., 1994). Bei der Variationsmethode wird die Erhaltung der Reflektivität  $Z$  angenommen und folgende Kostenfunktion minimiert:

$$J = \sum_{g=1}^G [Z_{t_2}(\mathbf{x}_g) - Z_{t_1}(\mathbf{x}_g - \mathbf{u}_\alpha \tau)]^2 \quad , \quad (2.33)$$

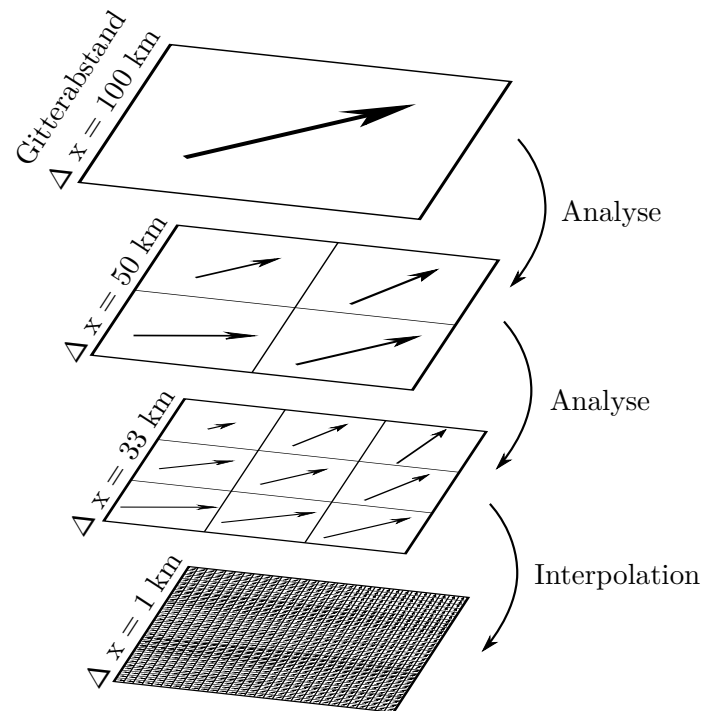
wobei  $\mathbf{u}_\alpha \tau$  eine Verschiebung mit der Geschwindigkeit  $\mathbf{u}_\alpha$  in der Zeit  $\tau$  beschreibt.  $Z_{t_1}$  sowie  $Z_{t_2}$  sind gemessene Reflektivitäten zu den Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$ . Wie in Gleichung 2.18 können weitere Terme in die Kostenfunktion eingebaut werden um die Lösung zu verbessern.

In dieser Arbeit wird die Korrelationsmethode genutzt. Dabei wird der Korrelationskoeffizient  $R(\Delta x, \Delta y)$  zwischen zwei aufeinanderfolgenden Feldern bestimmt, wobei das erste Feld um den Vektor  $(\Delta x, \Delta y)$  gegenüber seiner ursprünglichen Lage verschoben wird:

$$R(\Delta x, \Delta y) = \frac{\text{Cov}(\Delta x, \Delta y)}{\sigma_1 \sigma_2} \quad . \quad (2.34)$$

Hierbei beschreibt  $\text{Cov}(\Delta x, \Delta y)$  die Kovarianz zwischen dem ursprünglichen sowie dem verschobenen Feld.  $\sigma_1$  und  $\sigma_2$  sind die Standardabweichungen der Felder. Der berechnete Verschiebungsvektor  $\alpha$  ist derjenige Vektor, für den die Korrelation zwi-





**Abbildung 2.5.:** Gitterauflösungen und schematische Darstellung der iterativen Bestimmung der Advektionsvektoren auf dem Analysegebiet.

schen dem ursprünglichen und dem verschobenen Feld am größten, im Idealfall 1 ist. Bei der Vorhersage von Regenzellen wird meist die Reflektivität als Feld für die Bestimmung der Advektionsvektoren genutzt, wie in Germann & Zawadzki (2002), Kober et al. (2012) oder Bowler et al. (2004). Dieses Feld liegt bei Radardaten direkt als Messung vor. Xu et al. (1994) und Smythe & Zrnic (1983) nutzten das Feld der radialen Geschwindigkeiten, welches ebenfalls direkt gemessen wird. Bei den Analysen von Smythe & Zrnic (1983) stellte sich dieses als besserer Indikator gegenüber dem Reflektivitätsfeld heraus, die Korrelationsfunktionen im Falle der radialen Geschwindigkeiten hatten schärfere Maxima.

Als Felder für die Bestimmung der Vektoren werden in dieser Arbeit die analysierten zonalen und meridionalen Windkomponenten genutzt. Um mögliche Ausreißer in den berechneten Advektionsfeldern zu vermeiden, wird das Advektionsfeld in drei aufeinanderfolgenden Iterationen mit sukzessiv höher aufgelöstem Gitter bestimmt, wobei als Startpunkt für die Verschiebung des nächsten Gitters die Lösung des vorherigen verwendet wird (Laroche & Zawadzki, 1995). In einem letzten Schritt werden die errechneten Advektionsvektoren auf die Zielgitterauflösung von  $\Delta x = 1 \text{ km}$  bilinear interpoliert. Abbildung (2.5) zeigt die für die Iterationen verwendeten Gitterauflösungen.

Für die Advektion der Felder wird die semi-Lagrangesche Vorwärtsmethode verwen-

det (Sawyer, 1963). Hierbei wird der Zeitschritt der Advektion  $\tau$  aufgeteilt in  $N$  Schritte der Länge  $\Delta t$ . Der Advektionsvektor  $\alpha_{s,k+1}$  zu jedem der  $N$  Zeitschritte wird iterativ bestimmt über:

$$\alpha_{s,k+1} = \Delta t \mathbf{u} \left( t_0, \mathbf{x} - \frac{\alpha_{s,k}}{2} \right) \quad , \text{ mit} \quad (2.35)$$

$$\alpha_{s,0} = \mathbf{0} \quad . \quad (2.36)$$

Der komplette Advektionsvektor  $\alpha$  berechnet sich als vektorielle Summe über alle  $\alpha_s$ . Das Adverb vorwärts bezieht sich auf die zeitliche Richtung der Advektion. Ein Partikel wird von seinem Startpunkt vorwärts in der Zeit und stromabwärts im Raum entlang der Strömung advehiert. Da nach der Advektion meist kein Gitterpunkt exakt getroffen wird, findet anschließend eine bilineare Interpolation des Partikels auf die umgebenden Gitterpunkte statt.

Einige Fehlerquellen können die Güte der Vorhersage beeinflussen. Zu diesen gehört unter anderem die zeitliche Entwicklung des Feldes aufgrund thermodynamischer Prozesse (z. B. Wachstum oder Auflösung) (Germann & Zawadzki, 2004). Die zeitliche Entwicklung des Feldes wird unter der Annahme Lagrangescher Persistenz negiert. In der Realität besitzen atmosphärische Prozesse jedoch eine gewisse Lebensdauer, die oft in Relation zu ihrer räumlichen Ausdehnung steht. Ein detaillierter Überblick über räumliche und zeitliche Ausdehnungen von mesoskaligen Phänomenen ist in Orlanski (1975) geschildert. Um diesen Effekt zu untersuchen wird die Skalenabhängigkeit der Vorhersage untersucht, indem das Vorhersagefeld mit einem Tiefpassfilter unterschiedlicher Wellenlängen  $\lambda$  gefiltert wird. Dazu wird das Feld über die diskrete Fouriertransformation in den Frequenzbereich transformiert um die Energie die mit unterschiedlichen Wellenzahlen verbunden ist, aufzulösen. Anschließend werden alle Fourierkoeffizienten  $F[k]$  mit Wellenzahlen größer  $k_0$  genullt, wobei  $k_0$  die Wellenzahl ist, die mit der Grenzwellenlänge  $\lambda_0 = 2\pi/k_0$  korrespondiert. Anschließend wird das Feld rücktransformiert. Für die Berechnung der diskreten Fouriertransformierten  $F[k]$  sowie der inversen  $f[n]$  gilt:

$$F[k] = \sum_{n=0}^{N-1} f[n] \exp \left( -in \frac{2\pi k}{N} \right) \quad , \quad k = 0, 1, 2, \dots, N-1 \quad , \text{ sowie} \quad (2.37)$$

$$f[n] = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} F[k] \exp \left( in \frac{2\pi k}{N} \right) \quad , \quad n = 0, 1, 2, \dots, N-1 \quad , \quad (2.38)$$

wobei  $N$  die Anzahl der Stützstellen des Signals ist.

Eine weitere Fehlerquelle ist die fehlerhafte Bestimmung des Verschiebungsvektors.

Laroche & Zawadzki (1995) fanden heraus, dass die Bestimmung der Vektoren ungenauer ist bei sehr kleinen Gradienten im Feld. Auch bei Fronten, die das gesamte Analysegebiet durchziehen, kann der Verschiebungsvektor nicht eindeutig bestimmt werden (Chornoboy et al., 1994). Um diesen Fehlern Rechnung zu tragen bieten sich Wahrscheinlichkeitsvorhersagen an. Es wird dabei kein deterministischer Wert angegeben, sondern eine Wahrscheinlichkeit für das Eintreten eines Ereignisses. Eine einfache Möglichkeit eine Wahrscheinlichkeitsvorhersage zu erzeugen ist es, alle benachbarten Gitterpunkte  $\mathbf{x} + \mathbf{r}$  in einem Radius  $\omega_k$  zu betrachten (z. B. in Kober et al., 2012). Die Wahrscheinlichkeit  $P$ , dass der Wert von  $\Psi$  an einem Gitterpunkt eine gegebene Grenze  $L$  überschreitet, wird bestimmt über:

$$P(t_0 + \tau, \mathbf{x}, L) = \text{Prob}\{\Psi(t_0 + \tau, \mathbf{x}) \geq L | \mathbf{x} + \mathbf{r} \in \omega_k\} \quad . \quad (2.39)$$

Hierbei ist  $L$  ein definierter Wert des Feldes  $\Psi$ , welcher als untere Schranke dient und  $\text{Prob}\{\}$  ein Operator, der die Wahrscheinlichkeit berechnet.



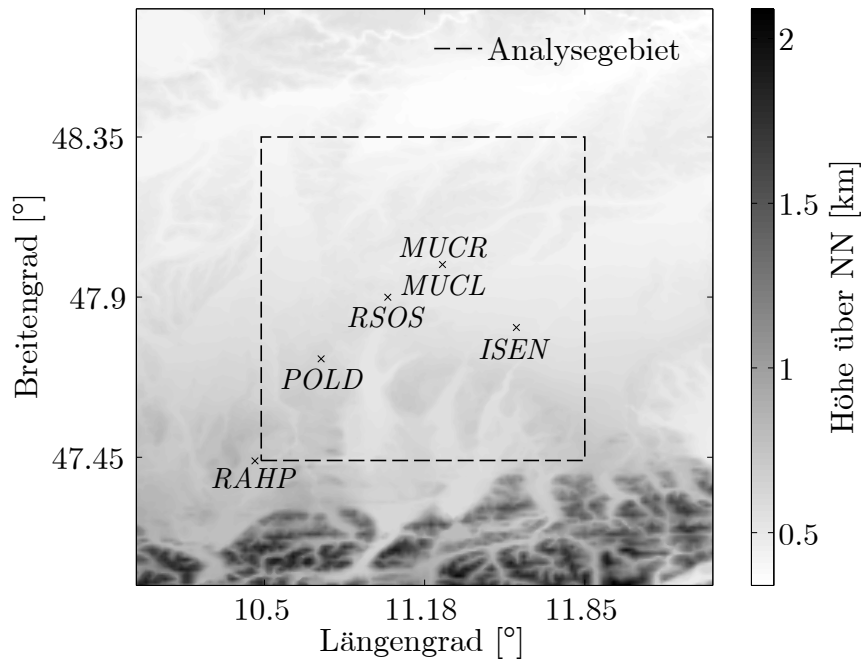
## 3. Datengrundlagen

In diesem Kapitel soll die Datengrundlage dieser Arbeit besprochen werden. Dazu gehört das Analysegebiet, die genutzten Messdaten sowie Vorhersagedaten des numerischen Wettermodells COSMO-DE.

### 3.1. Analysegebiet

Abbildung (3.1) zeigt das betrachtete Analysegebiet. Das Gebiet mit einer quadratischen Ausdehnung von  $100 \text{ km}^2$  deckt das Münchner Umland ab und erstreckt sich von  $47,81^\circ - 48,71^\circ$  nördliche Breite und  $11,04^\circ - 12,39^\circ$  östliche Länge. Die vertikale Ausdehnung des Gebietes beträgt  $10 \text{ km}$ , womit es im Mittel bis an die Tropopause reicht. In die Gitterstruktur geht keine Topografie ein. Das unterste Level wird auf  $500 \text{ m}$  über Normalnull (im Folgenden: NN) gesetzt, was im Süden unterhalb des Bodens liegt, für das Gebiet über dem Flughafen München jedoch als geeignete Grenze gesetzt werden kann. Die vertikale Ausdehnung des Gebietes wurde so gewählt, dass die Randbedingung  $w = 0$  in der Kontinuitätsgleichung am Boden sowie am oberen Rand (Tropopause) sinnvoll gesetzt werden kann. Das aufgespannte Volumen von  $100 \times 100 \times 10 \text{ km}^3$  wird unterteilt mit einem regelmäßigen kartesischen Gitter mit äquidistantem Gitterabstand von  $1 \text{ km}$  in horizontaler und vertikaler Richtung.

Das Analysegebiet wurde so gewählt, da in dem Gebiet das lokale Windfeld von besonderem Interesse ist und es von mehreren Messinstrumenten abgedeckt wird. Die Positionen der in dieser Arbeit verwendeten Instrumente sind ebenfalls in Abbildung (3.1) eingezeichnet. Drei Radare liegen innerhalb des Gebietes, das operative Wetterradar des Deutschen Wetterdienstes (DWD) in Isen (im Folgenden *ISEN*), ein 2013 vom DWD am Münchner Flughafen aufgebautes Radar (im Folgenden *MUCR*) sowie das Forschungsradar POLDIRAD des Deutschen Zentrums für Luft und Raumfahrt (DLR) (im Folgenden *POLD*). Ein weiteres Radar befindet sich südöstlich, außerhalb des Analysegebietes. Es handelt sich um ein Forschungsradar des DWD am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (im Folgenden *RAHP*). Ebenfalls am Münchner Flughafen befindet sich ein Windlidar (im Folgenden *MUCL*),



**Abbildung 3.1.:** Schematische Darstellung des Analysegebietes im Voralpenland mit einer quadratischen Ausdehnung von  $100 \text{ km}^2$ . 3 Radare (*POLD*, *ISEN* und *MUCR*), ein Lidar (*MUCL*) sowie ein regelmäßiger Radiosondenaufstieg (*RSOS*) befinden sich im Gebiet.

welches zusammen mit *MUCR* aufgebaut wurde<sup>1</sup>. Neben den Fernerkundungsdaten werden in situ Messungen einer Radiosonde in Oberschleißheim (*RSOS*) sowie flugzeuggebundene Mode-S Daten genutzt. Eine genauere Beschreibung der Daten sowie deren Aufbereitung wird in den folgenden Kapiteln gegeben.

## 3.2. Fernerkundungsmessdaten

Drei Radare werden in dieser Arbeit für die Bestimmung des Windfeldes genutzt. Bei den Radaren *ISEN* und *MUCR* handelt es sich um operativ genutzte Radare, *ISEN* ist Teil des deutschen Radarverbundes (DWD, 2015), die Daten von *MUCR* werden ebenfalls operativ zur Verfügung gestellt. *POLD* ist ein Forschungsradar des DLR. Für die analysierten Tage wurde es mit ähnlicher Messstrategie wie *ISEN* und *MUCR* betrieben. *RAHP* wird ausschließlich für die Validierung der Windfelder im Rahmen der Fehlerbestimmung verwendet (siehe Kapitel 4.2.1). Neben den Radaren wird auch ein Lidar am Flughafen München operativ betrieben, dessen Daten ebenfalls in die Bestimmung des Windfeldes eingehen.

Tabelle (3.1) zeigt die wichtigsten genutzten Parameter der verschiedenen Systeme.

<sup>1</sup>Veröffentlichungen zu den Systemen können gefunden werden in: Selex ES GmbH (2005),

	<i>POLD</i>	<i>ISEN</i>	<i>MUCR</i>	<i>RAHP</i>	<i>MUCL</i>
Höhe über NN [m]	603	677	482	1006	480
Breitengrad [°]	48,09	48,17	48,35	47,80	48,35
Längengrad [°]	11,28	12,10	11,79	11,00	11,79
Wellenlänge [cm]	5,5	5,3	3,2	5,3	$1,6 \cdot 10^{-4}$
Strahlbreite [°]	1,0	1,0	1,2	1,0	$\rightarrow 0$
Pulsfolgefrequenz PRF [Hz]	1200	600:800 800:1200 2410	1500:2000 600:800 800:1200 2410		750
$R_{max}$ [km]	120	180/124/60	75/50	180/124/60	12
Auflösung $\Delta r$ [m]	150	1000	150/100	250	99
Auflösung $\Delta \phi$ [°]	1,0	1,0	1,0	1,0	2,75
Genutzte Elevationswinkel $\theta$ [°]	1,0, 2,0, 3,5, 5,0, 7,0, 9,0, 11,0, 13,0, 15,0, 17,0, 20,0	0,5, 1,5, 2,5, 3,5, 4,5, 5,5, 8,0, 12,0, 17,0	1,0, 2,0, 3,0, 4,5, 6,0, 8,0, 12,0, 20,0	0,5, 1,5, 2,5, 3,5, 4,5, 5,5, 8,0, 12,0, 17,0	1,5, 3,0, 5,0 8,0, 20,0
Aktualisierungsrate [ $h^{-1}$ ]	10	20	20	20	20

**Tabelle 3.1.:** Wichtige Parameter der genutzten Fernerkundungsinstrumente.

Die Radare *MUCR*, *ISEN* und *RAHP* messen ebenfalls mit größeren Elevationswinkeln (*MUCR*: 30°, 45°, 60°; *ISEN* & *RAHP*: 25°). Es werden jedoch nur Messungen bis zu einem Elevationswinkel von 20° genutzt, da andernfalls die Fallgeschwindigkeit  $w_T$  der Teilchen, deren Schätzung mit großen Unsicherheiten verbunden ist (Miller & Strauch, 1974), einen hohen Beitrag zur gemessenen radialen Geschwindigkeit aufweist. Die maximale Reichweite der Radare  $R_{max}$ , mit Ausnahme von *POLD*, nimmt mit zunehmendem Elevationswinkel  $\theta$  ab, die radiale Auflösung  $\Delta r$  wird erhöht. Desweiteren nutzen diese Radare die sogenannte dual-PRF Technik, die dazu dient, die Nyquistgeschwindigkeit  $v_{r,max}$  (siehe Gleichung (2.3)) zu vergrößern. Dazu werden zwei unterschiedliche Pulsfolgefrequenzen für aufeinanderfolgende Messungen in azimuthaler Richtung verwendet und jeweils räumlich benachbarte Messungen miteinander verglichen. Die resultierende Nyquistgeschwindigkeit  $\tilde{v}_{r,max}$  ergibt sich aus:

$$\tilde{v}_{r,max} = \frac{v_{r,max1} v_{r,max2}}{v_{r,max1} - v_{r,max2}} . \quad (3.1)$$

Eine detaillierte Herleitung kann in May (2001) gefunden werden.

Die Daten durchlaufen direkt nach der Messung einige Nachbearbeitungsschritte, z. B. die Entfernung von unerwünschten Signalen (Bodenechos, Reflektionen von Vögeln oder Flugzeugen, ...). Diese Korrekturen müssen in dieser Arbeit nicht mehr durchgeführt werden. Für eine Beschreibung sei auf Werner (2014) verwiesen.

Trotz der automatischen Nachbearbeitungsschritte auf Radarseite bzw. auf den Rechnern des DWD weisen die Daten einige Fehler auf, die vor Verwendung korrigiert werden müssen. Dies ist unter anderem die Faltung von radialen Geschwindigkeiten bei Überschreitung von  $v_{r,max}$ . Die Faltung erscheint als ein ganzzahliges Vielfaches  $n$  der doppelten Nyquistgeschwindigkeit  $v_{r,max}$ :

$$v'_r = v_r + 2n v_{r,max} \quad , \quad (3.2)$$

wobei  $v_r$  die korrekte und  $v'_r$  die gemessene radiale Geschwindigkeit ist. Bargen & Brown (1980) entwickelten eine eindimensionale Methode zur Entfaltung von Radardaten. Dabei wird jeder Radarstrahl einzeln betrachtet und unter der Annahme, dass der erste gemessene Wert nah am Radar nicht gefaltet ist ( $n = 0$ ), alle weiteren Werte durch schrittweises Vergleichen untereinander korrigiert. Die getroffene Annahme kann jedoch bei kleinen Werten der Nyquistgeschwindigkeit und in Situationen mit starkem Wind schnell unerfüllt sein. In dieser Arbeit wird eine Methode verwendet, die sich im Wesentlichen an die Methodik von Eilts & Smith (1990) anlehnt. Für die Validierung des ersten Wertes eines Strahls wird die Vorhersage des

---

Lockheed Martin Corporation (2015), Schroth et al. (1988) und Helmert et al. (2014).



numerischen Wetterprognosemodells COSMO-DE (näheres dazu in Kapitel 3.4) als Hintergrundfeld genutzt. Die darauffolgende, schrittweise Entfaltung wird zuerst in radialer Richtung, anschließend auch in azimuthaler Richtung ausgeführt.

Auch die dual-PRF Methode kann Fehler erzeugen. Die Annahme, die der Methode zugrunde liegt, ist, dass zwei benachbarte Strahlen die selbe radiale Geschwindigkeit messen. Ist dies nicht der Fall, z. B. wenn die räumliche Differenz zum Radar groß ist, können fehlerhafte Entfaltungen auftreten, die im Radarbild als einzelne oder auch gruppierte Schwankungen der gemessenen radialen Geschwindigkeit auftreten (Holleman & Beekhuis, 2003; Park & Lee, 2009). Diese Abweichungen haben in etwa die Größe eines Vielfachen der doppelten Nyquistgeschwindigkeit des entsprechenden Strahls ( $\pm 2v_{r,\max}, \pm 4v_{r,\max}, \dots$ ). Sie sind daher relativ leicht zu detektieren und zu korrigieren. Dazu wird die von Joe & May (2003) vorgeschlagene Methode verwendet.

Ein modifizierter zweidimensionaler Laplace Operator für die numerische Bestimmung der zweiten Ableitung mit finiten Differenzen<sup>2</sup>:

$$\mathbf{D}^2 = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & -8 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \quad (3.3)$$

wird auf das zweidimensionale Radarbild  $v_r(r, \phi)$  angewendet. An jedem Punkt  $(r, \phi)$  wird ein Wert  $\Upsilon$  berechnet über:

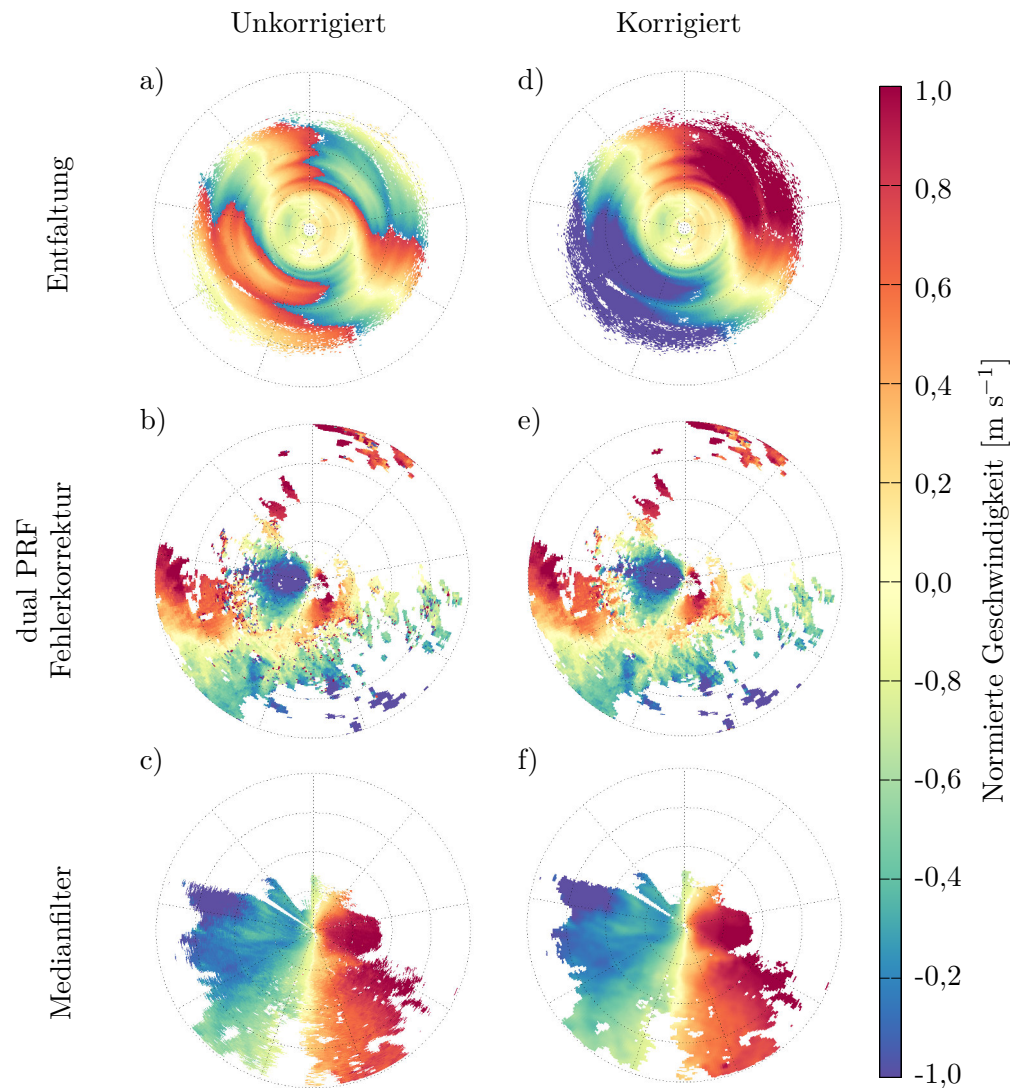
$$\Upsilon(r, \phi) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 D_{ij} v_{r, (r-1)+i(\phi-1)+j} , \quad (3.4)$$

wobei  $N$  die Anzahl der verfügbaren Werte (ohne Datenlücken) ist. Für unterschiedliche Werte von  $\Upsilon$  und  $v_r$  in Abhängigkeit von  $v_{r,\max}$  wird ein Fehler detektiert oder nicht (siehe Joe & May (2003) für die entsprechende Tabelle). Diese Methode ist in der Lage einzelne sowie gruppierte dual-PRF Fehler mit einer hohen Wahrscheinlichkeit zu erkennen. Der fehlerhafte Wert lässt sich mit einem Vielfachen der doppelten Nyquistgeschwindigkeit korrigieren, so dass  $\Upsilon$  ein Minimum erreicht.

In einem letzten Schritt wird ein Medianfilter der Auflösung  $5 \times 5 \text{ km}^2$  auf die radialen Geschwindigkeiten angewandt. Diese Methode wird auch in Tabary et al. (2006) und Bousquet et al. (2008a) verwendet. Der Filter hilft sowohl noch vorhandenes Rauschen zu minimieren als auch kleinräumige Datenlücken zu füllen. Dazu werden in einem ersten Schritt alle Messungen des selben Elevationswinkels auf ein hori-

---

<sup>2</sup>Bei vorhandenen Datenlücken muss  $\mathbf{D}^2$  modifiziert werden. Der mittlere Wert enthält immer die Anzahl der verfügbaren Nachbarwerte



**Abbildung 3.2.:** Beispiele der angebrachten Korrekturen. Abbildungen a) bis c) zeigen unkorrigierte, d) bis f) korrigierte radiale Geschwindigkeiten. Die Geschwindigkeiten wurden zur vereinfachten Darstellung mit einem gemeinsamen Faktor pro Fall (Entfaltung, dual-PRF Fehlerkorrektur, Median Filter) normiert.

zontales Gitter projiziert (PPI - Plan Position Indicator). Anschließend wird jeder Wert mit dem Median der umgebenden  $5 \times 5 \text{ km}^2$  ersetzt. Dabei werden die Werte in einem Radius bis einschließlich 2,5 km vom Radar ausgelassen. Außerdem wird der Filter nicht angewandt bei Messungen mit Elevationswinkeln größer  $10^\circ$ , da hier die vertikale Windscherung bereits deutlichen Einfluss auf die Messung hat und nicht zu stark geglättet werden soll.

Abbildung (3.2) zeigt Beispiele für die angebrachten Korrekturen. Abbildung (3.2) a) bis c) zeigen unkorrigierte Felder, d) bis f) die korrigierten Felder. Es wurden gefaltete Geschwindigkeiten korrigiert (a) und d)), dual-PRF Fehler korrigiert (b) und e)) sowie der Medianfilter benutzt (c) und f)).

Die Lidardaten bedurften keiner gesonderten Überarbeitung. In der Nachbereitung wurden die Daten bereits ausreichend korrigiert. Auch wurde hier der Medianfilter nicht angewandt.

### 3.3. In situ Messdaten

Zu den verwendeten in situ Messungen in dieser Arbeit gehören Radiosondendaten sowie Mode-S Daten. Die Radiosonden werden täglich gegen 10:45 UTC und 22:45 UTC vom DWD in Oberschleißheim bei München gestartet. Es handelt sich um Radiosonden des Types Vaisala RS92-SGP<sup>3</sup>.

Die Daten werden bezogen von der University of Wyoming, die online alle operativ verfügbaren Radiosondendaten bereitstellt. Verwendete Informationen sind neben der Höhenangabe die Windgeschwindigkeit sowie Windrichtung. Die vertikale Auflösung der Daten ist unregelmäßig. Im Schnitt liegen zwischen 40 und 50 Werte im analysierten Gebiet. Die horizontale Position wird nicht ausgegeben, sondern muss unter Annahme einer durchschnittlichen Aufstiegs geschwindigkeit  $v_{\text{lift}}$  über die Höhendifferenz  $\Delta z$  sowie den horizontalen Windvektor  $\mathbf{v}_h$  (angegeben als Windgeschwindigkeit und Windrichtung) berechnet werden:

$$\Delta \mathbf{x} = \frac{\Delta z}{v_{\text{lift}}} \mathbf{v}_h \quad , \quad (3.5)$$

wobei  $\Delta x$  der horizontale Versatz durch den horizontalen Wind  $\mathbf{v}_h$  ist.  $v_{\text{lift}}$  wird üblicherweise auf  $5 \text{ m s}^{-1}$  geschätzt (siehe Dirksen et al., 2014; WMO, 2008). Es entstehen durch die Schätzung zusätzliche Unsicherheiten, die auf die angegebene Messungenauigkeit von  $0,15 \text{ m s}^{-1}$  für Windgeschwindigkeit und  $2^\circ$  für Windrichtung (Vaisala, 2013) aufgerechnet werden müssen. Ein weiterer Unsicherheitsfaktor ist, dass keine genaue Zeitangabe vorhanden ist, weder für die einzelnen Messpunkte noch für den exakten Startzeitpunkt des Aufstiegs.

Die Mode-S Daten werden bezogen von dem Königlich Niederländischen Meteorologischen Institut (KNMI). Sie liegen in Dateien à 15 Minuten vor und beinhalten neben der sekundengenauen Angabe des Messzeitpunktes die Angabe von Längen- und Breitengrad, eine Höhenangabe sowie die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung. Die Daten werden gewonnen über Informationen, die von fast jedem Flugzeug in hoher zeitlicher Auflösung durch das Überwachungsradar an Flughäfen übermittelt werden (siehe Kapitel 2.2). Die zeitliche Auflösung der Informationen eines einzelnen Flugzeuges beträgt dabei etwa 4 Sekunden. Im Schnitt liegen aus

---

<sup>3</sup>Das offizielle Produktdatenblatt kann hier gefunden werden: Vaisala (2013)

den 15 Minuten-Dateien 3000 Werte innerhalb des Analysegebietes. Diese befinden sich auf den Flugbahnen des Flugverkehrs und verteilen sich vertikal im gesamten Gebiet, wobei der Großteil von auf- und absteigenden Flugzeugen geliefert wird und zwischen 1,5 und 4,5 km über NN liegt. Die Mode-S Daten werden direkt bei KNMI prozessiert, da einige Korrekturen notwendig sind für die genauere Bestimmung des Windvektors (siehe de Haan, 2013). Nach dieser Aufbereitung wird der Fehler der Windgeschwindigkeit auf  $2,0 \text{ m s}^{-1}$  geschätzt (de Haan, 2010).

### 3.4. COSMO-DE Modell

Das COSMO-DE Modell wird in dieser Arbeit sowohl im Rahmen der Erzeugung synthetischer Beobachtungen als auch als Hintergrundfeld in der Windfeldbestimmung genutzt. Es soll daher an dieser Stelle ein kurzer Überblick über das Modell gegeben werden, tiefer gehende Beschreibungen können in Baldauf et al. (2006) gefunden werden. Das COSMO-DE Modell ist ein nicht-hydrostatisches, kompressibles Wettermodell, welches seit 2007 operativ am DWD betrieben wird. Es bedeckt eine Fläche von  $1200 \times 1300 \text{ km}^2$  mit Deutschland im Zentrum. Die Randbedingungen werden vom COSMO-EU Modell mit einer horizontalen Modellauflösung von  $\Delta x = 7 \text{ km}$  geliefert. Die horizontalen Gitterauflösung des COSMO-DE Modells beträgt  $\Delta x = 2,8 \text{ km}$ , in der vertikalen wird das Gebiet in 50 Modellschichten unterteilt von 10 m über Grund bis 22 km über NN. Acht mal täglich liefert das Modell Vorhersagen für die nächsten 21 Stunden. Die zeitliche Auflösung der Vorhersagen beträgt 15 Minuten.

Für die Vorhersage werden Messdaten (z. B. Bodenmessungen) assimiliert. Die komplette Vorhersage für einen Startzeitpunkt ist dann innerhalb einer Stunde verfügbar. Trotz der Datenassimilierung können kleinere konvektive Zellen oft nicht oder nur mit einem zeitlichen oder räumlichen Versatz vorhergesagt werden (Dahl et al., 2011). Der Fehler des vorhergesagten Windvektors steigt mit zunehmender Vorhersagezeit an.

## 4. Windfeldbestimmung

Das Kernstück dieser Arbeit ist das Modell zur Bestimmung des dreidimensionalen Windfeldes. Dabei liegt eine Besonderheit in der Anwendbarkeit und Evaluierung mit operationellen Daten. Hauptdatenquelle bilden bodengebundene Wetterradare. Anders als in Feldexperimenten, in denen eine hohe Datendichte erzeugt werden soll, erreicht man mit operationellen Wetterradaren durch eine limitierte Anzahl an Elevationswinkeln pro Volumenmessung eine höhere Aktualisierungsrate. Dies führt zu neuen Herausforderungen in der Dateninterpolation sowie -qualitätskontrolle.

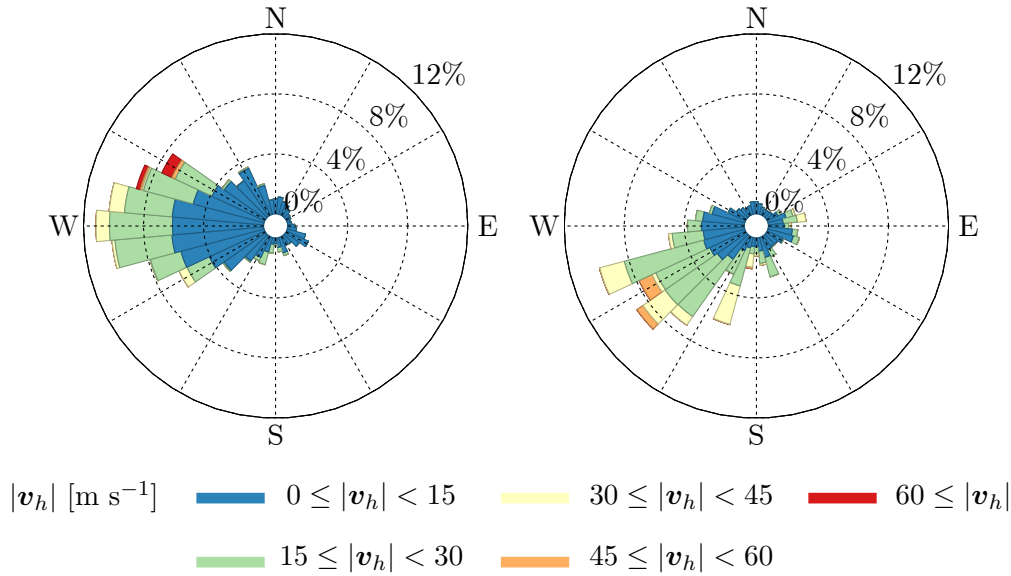
Als Methodik für die Bestimmung des Windfeldes wurde die dreidimensionale Variationsanalyse gewählt. Diese wurde in Kapitel 2.3 eingehender beschrieben. Die Terme und Gewichte der Kostenfunktion stehen fest. In diesem Kapitel soll es um die Details der Dateninterpolation und Initialisierung der Kostenfunktion gehen.

Das Kapitel ist in drei Teile aufgeteilt. Abschnitt 4.1 beschäftigt sich mit dem schrittweisen Aufbau des Modells zur Windfeldbestimmung. Dazu werden synthetische Daten verwendet, deren Generierung zu Beginn behandelt wird. Es wird auf die Qualitätskontrolle und Interpolation der Daten sowie die Initialisierung des Modells eingegangen. In Abschnitt 4.2 wird das aufgebaute Modell bezüglich der Genauigkeit sowie der effektiven Modellauflösung evaluiert. Dies geschieht mit realen Daten der in Kapitel 3 beschriebenen Messsysteme. Im letzten Abschnitt 4.3 werden die gewonnenen Windfelder hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität untersucht.

### 4.1. Modellentwicklung

#### 4.1.1. Windfeld- und Datengenerierung

Um das Verhalten und die Fehler des Modelles genau validieren zu können, werden synthetische Daten generiert, anhand derer das Modell aufgebaut wird. Für die Generierung der synthetischen Daten werden Reanalyse und Vorhersagefelder des COSMO-DE Modells genutzt (siehe Kapitel 3.4). Da das COSMO-DE Modell eine horizontale Gitterauflösung von 2,8 km und eine variable vertikale Gitterauflö-



**Abbildung 4.1.:** Windrose der für die Generierung der synthetischen Daten genutzten COSMO-DE Felder. Gezeigt sind die horizontalen Geschwindigkeiten  $\mathbf{v}_h$ .

sung hat, werden die Werte der Felder bilinear auf die in dieser Arbeit verwendete Gitterauflösung von  $1 \times 1 \times 1 \text{ km}^3$  interpoliert.

Da Radardaten, deren Messung auf die Reflexion und Streuung an Niederschlagspartikeln angewiesen ist, die eindeutig größte verwendete Datenquelle ausmachen, werden ausschließlich Windfelder in Situationen mit Niederschlag gewählt. Dabei kann es sich um konvektiven oder stratiformen Niederschlag handeln.

Insgesamt werden 34 Windfelder analysiert, davon 19 in konvektiven und 15 in stratiformen Regensituationen. Die Einteilung der Felder in konvektiv und stratiform erfolgt durch eine Abschätzung anhand von Radarreflektivitätsbildern. Abbildung (4.1) zeigt die Windrosen der für die Generierung der synthetischen Daten genutzten COSMO-DE Felder. Links: die Windrose für konvektive Felder, rechts: die Windrose für stratiforme Felder. Die Hauptwindrichtung ist in beiden Fällen Westen mit Tendenz zu Südwesten für die konvektiven Felder. Wie man erwarten würde, treten in den stratiformen Fällen häufiger hohe Windgeschwindigkeiten über  $40 \text{ m s}^{-1}$  auf, wohingegen bei den konvektiven Fällen die Spitzengeschwindigkeiten, mit über  $70 \text{ m s}^{-1}$ , höher liegen.

Die Tabellen (4.1) und (4.2) fassen Informationen zur horizontalen Windgeschwindigkeit und vertikalen Scherung der horizontalen Windgeschwindigkeit zusammen. Für jedes analysierte Windfeld sind hier Datum und Zeit, Mittelwert (Mittel), Standardabweichung (Stabw) sowie minimaler (Min) und maximaler (Max) Wert aufgeführt.

**Tabelle 4.1.:** Tabellarische Zusammenfassung der vorliegenden horizontalen Windgeschwindigkeiten der genutzten COSMO-DE Windfelder.

Gruppe	Datum	Zeit UTC	Mittel [ $\text{m s}^{-1}$ ]	Stabw [ $\text{m s}^{-1}$ ]	Min [ $\text{m s}^{-1}$ ]	Max [ $\text{m s}^{-1}$ ]
Konv.	24.03.2014	13:15	5,3	1,6	0,2	10,4
Konv.	25.03.2014	13:15	11,5	9,5	0	35,6
Konv.	08.04.2014	07:15	17,7	4,9	2,6	32,7
Konv.	22.04.2014	10:15	6,1	3,1	0	12
Konv.	13.05.2014	07:15	11,5	6,6	2,3	28,8
Konv.	14.05.2014	13:15	9	3,7	0,3	18,1
Konv.	15.05.2014	07:15	9,1	3,8	2,3	26
Konv.	02.06.2014	10:15	4,1	2,4	0	16,3
Konv.	25.06.2014	10:15	16	7,7	0,1	30,4
Konv.	30.06.2014	10:15	10,6	3,8	3,6	41,3
Konv.	14.07.2014	10:15	6,9	2,6	1	15,1
Konv.	30.07.2014	10:15	6,7	2,8	0,1	14,5
Konv.	05.08.2014	10:15	8,5	5,4	0,4	27,6
Konv.	27.08.2014	07:15	21,4	6	6,4	41,7
Konv.	11.09.2014	13:15	8,5	5,6	0	27,5
Konv.	01.10.2014	13:15	7,8	4,1	1,4	20,8
Konv.	16.10.2014	13:15	35,1	19,2	6,3	80,3
Konv.	21.10.2014	07:15	18,9	5,1	3	27,5
Konv.	15.12.2014	10:15	19,3	6,6	5,3	34
Strat.	14.01.2014	10:15	18,9	10,3	0	33,5
Strat.	17.01.2014	07:15	27,2	16,1	1	58,9
Strat.	21.01.2014	07:15	4,8	3,3	0	14,5
Strat.	21.02.2014	10:15	13,9	5,4	2,1	25,6
Strat.	07.05.2014	07:15	22,7	7,7	3,2	41,4
Strat.	02.07.2014	10:15	16,2	11,2	0	37,5
Strat.	08.07.2014	10:15	12	4,8	1,4	21,8
Strat.	09.07.2014	07:15	11	6,5	0	31,4
Strat.	21.07.2014	10:15	12,7	8,7	0,1	38,5
Strat.	11.08.2014	07:15	18,9	7,8	2,7	39,1
Strat.	13.08.2014	07:15	21,1	13,5	0,3	54
Strat.	12.09.2014	10:15	17,6	9,7	0,4	38,1
Strat.	06.11.2014	10:15	26,4	15,8	0	46,7
Strat.	18.11.2014	07:15	8,1	4,1	0	19,3
Strat.	16.12.2014	13:15	14,9	5,8	1,8	27,3

**Tabelle 4.2.:** Tabellarische Zusammenfassung der vorliegenden vertikalen Windscherungen der genutzten COSMO-DE Windfelder.

Gruppe	Datum	Zeit UTC	Mittel [ $10^{-3}\text{s}^{-1}$ ]	Stabw [ $10^{-3}\text{s}^{-1}$ ]	Min [ $10^{-3}\text{s}^{-1}$ ]	Max [ $10^{-3}\text{s}^{-1}$ ]
Konv.	24.03.2014	13:15	1	0,8	0	5
Konv.	25.03.2014	13:15	2,5	2,1	0	11,3
Konv.	08.04.2014	07:15	1,4	1,2	0	9,8
Konv.	22.04.2014	10:15	1	0,9	0	5,6
Konv.	13.05.2014	07:15	1,8	2,1	0	12,6
Konv.	14.05.2014	13:15	1,4	1,2	0	7,7
Konv.	15.05.2014	07:15	2	1,9	0	16,6
Konv.	02.06.2014	10:15	1	0,9	0	5,7
Konv.	25.06.2014	10:15	1,4	1,3	0	9,1
Konv.	30.06.2014	10:15	1,1	1,4	0	19,3
Konv.	14.07.2014	10:15	0,9	0,7	0	5
Konv.	30.07.2014	10:15	1	0,9	0	7,3
Konv.	05.08.2014	10:15	1,4	1,3	0	9,4
Konv.	27.08.2014	07:15	1,3	1	0	6,5
Konv.	11.09.2014	13:15	1,7	1,4	0	9,1
Konv.	01.10.2014	13:15	1	0,8	0	5,4
Konv.	16.10.2014	13:15	3,3	4	0	24,7
Konv.	21.10.2014	07:15	1,4	1,3	0	8,8
Konv.	14.12.2014	10:15	1,3	1,1	0	6,7
Strat.	14.01.2014	10:15	2	1,6	0	8
Strat.	17.01.2014	07:15	3	2	0	12,8
Strat.	21.01.2014	07:15	1	0,8	0	4,9
Strat.	21.02.2014	10:15	1,2	1	0	6,8
Strat.	07.05.2014	07:15	1,7	1,5	0	10,3
Strat.	02.07.2014	10:15	1,8	1,3	0	8,1
Strat.	08.07.2014	10:15	1,4	1,3	0	9,7
Strat.	09.07.2014	07:15	2,1	2,2	0	14,4
Strat.	21.07.2014	10:15	2,3	1,9	0	15,9
Strat.	11.08.2014	07:15	2,1	1,6	0	9,9
Strat.	13.08.2014	07:15	2,7	2,1	0	14,5
Strat.	12.09.2014	10:15	2,4	1,8	0	11,4
Strat.	06.11.2014	10:15	2,6	2,5	0	15,4
Strat.	18.11.2014	07:15	1,9	1,6	0	10,4
Strat.	16.12.2014	13:15	1,2	0,9	0	5



Die vertikale Windscherung kann Werte bis zu  $0,025 \text{ s}^{-1}$  annehmen, was einer Geschwindigkeitsdifferenz von  $25 \text{ m s}^{-1}$  zwischen zwei Höhenleveln im Abstand von 1 km entspricht. Die Windgeschwindigkeit steigt für den selben Fall auf bis zu  $80 \text{ m s}^{-1}$  an. Nicht gezeigt ist eine Zusammenfassung für die horizontale Windscherung. Hier liegen die Werte deutlich geringer bei maximal  $0,002 \text{ s}^{-1}$  und unter  $0,0001 \text{ s}^{-1}$  im Mittel.

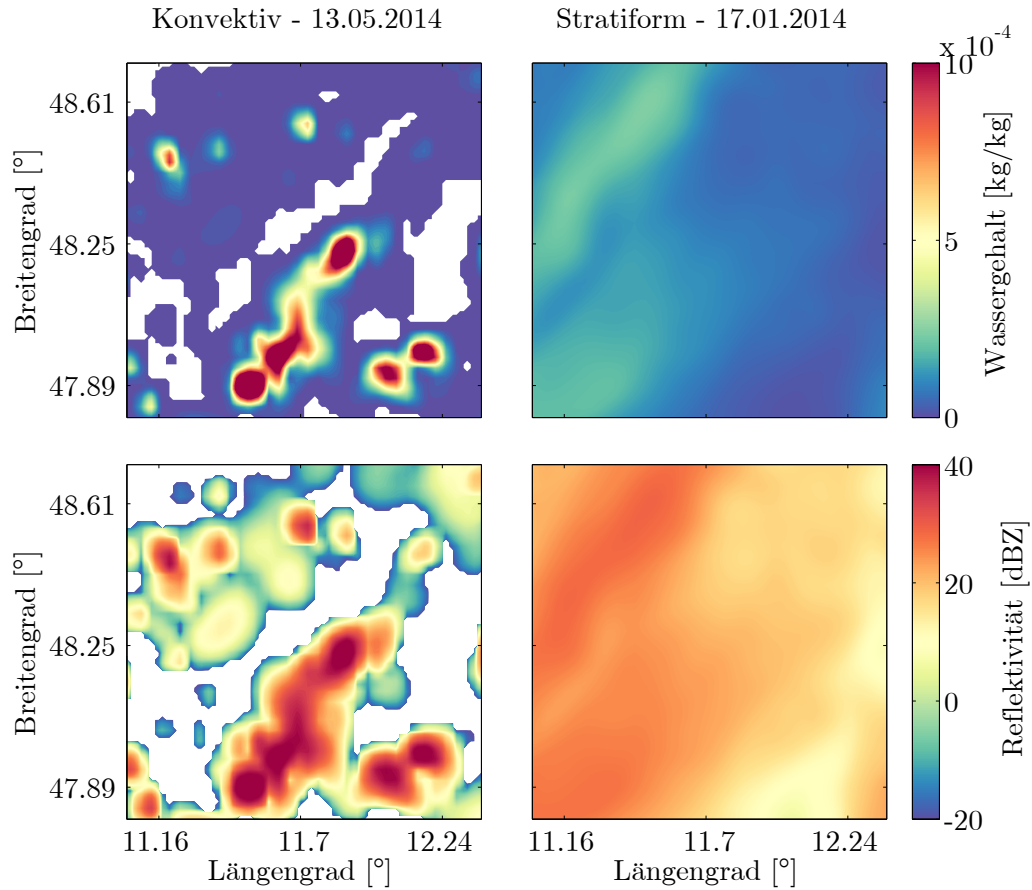
Das COSMO-DE Modell ist ein kompressibles Modell (Baldauf et al., 2006). Wie in Kapitel (2.3) beschrieben, wird für die Windfeldbestimmung mittels Variationsanalyse in dieser Arbeit eine modifizierte Form der Kontinuitätsgleichung (siehe Gleichung (2.25)) als starke Bedingung in der Kostenfunktion gesetzt. Das resultierende Windfeld muss daher nach der Minimierung diese Gleichung an jedem Gitterpunkt bis auf ein vorgegebenes Residuum erfüllen. Damit bei der Evaluierung mit synthetischen Daten durch diese Modellunterschiede keine Fehler entstehen, werden die ausgewählten COSMO-DE Windfelder massenbalanciert im Sinne der Gleichung (2.25). Dies geschieht durch die Minimierung einer Kostenfunktion mit zwei Termen:

$$J = J_B + J_{MC} \quad , \quad (4.1)$$

wobei  $J_B$  die Abweichung zum Hintergrundfeld, dem COSMO-DE Windfeld beschreibt, und  $J_{MC}$  das Residuum der Kontinuitätsgleichung ist. Der Minimierungsprozess erfolgt entsprechend der in Kapitel 2.3 behandelten Theorie. Das maximale Residuum vor der Anpassung erreicht Werte um  $2 \cdot 10^{-2} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ , nach der Minimierung maximal die vorgeschriebene Grenze von  $10^{-5} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ .

Mit den beschriebenen Windfeldern werden nun Radardaten simuliert. Dazu werden die selben Geometrien der in Kapitel 3.2 dargestellten Radare verwendet. Zu diesen Geometrien gehören die Positionen der Radare in Bezug auf das Analysegebiet, Azimuth- und Elevationswinkelabstand sowie maximale Reichweite und radiale Auflösung. Nicht mit einbezogen werden Unterschiede in der Strahlbreite. Für die Dauer einer gesamten Volumenmessung wird das Feld als konstant angenommen.

Es werden zwei unterschiedliche Typen von Daten generiert. Für den ersten Datentyp (*SYNDAT1*) wird von der bestmöglichen Datenabdeckung ausgegangen, d. h. dass an allen möglichen Messpunkten auch Daten aufgezeichnet werden. Außerdem wird davon ausgegangen, dass die Messungenauigkeit der Radare Null ist ( $\sigma_0 = 0$ ). Bei der Generierung des zweiten Datentypes (*SYNDAT2*) wird ein normalverteilter, zufälliger Messfehler mit einem Mittelwert von  $\mu = 0 \text{ m s}^{-1}$  und einer Standardabweichung von  $\sigma_0 = 1,0 \text{ m s}^{-1}$  addiert. Des Weiteren wird die Datenabdeckung eingeschränkt. Neben den Windgeschwindigkeiten in horizontaler und vertikaler Richtung gibt das COSMO-DE Modell unter anderem auch den Wassergehalt sedimentieren-



**Abbildung 4.2.:** Berechnete Radarreflektivität (unten) aus dem summierten Wassergehalt der sedimentierenden Partikel (oben) eines COSMO-DE Modellfeldes in einer Wettersituation mit konvektivem Regen (links), sowie stratiformem Regen (rechts).

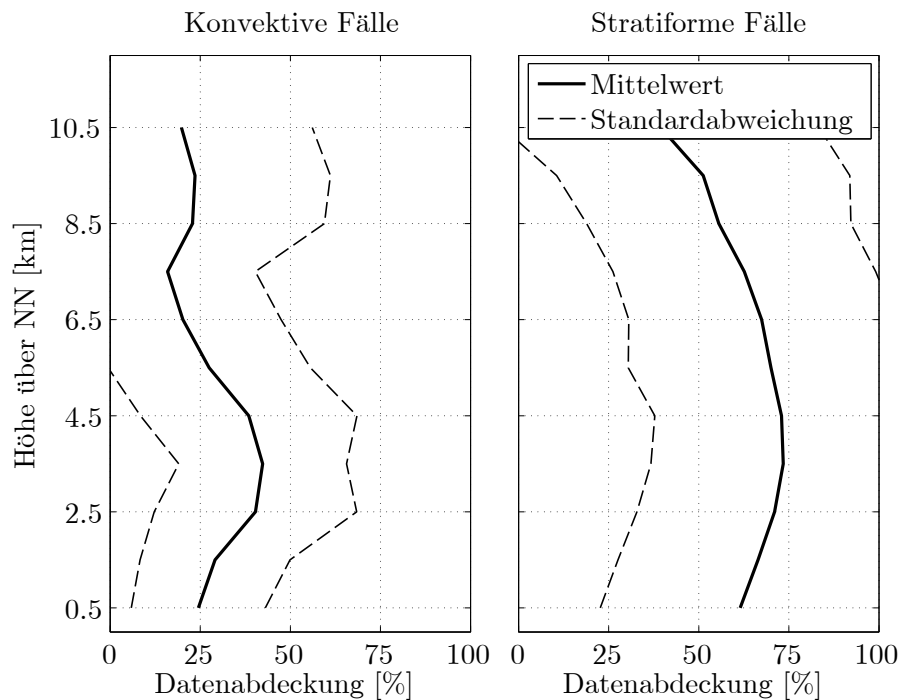
der Partikel (Regen, Graupel, Schnee) aus. Dieser Wassergehalt wird genutzt, um die Datenabdeckung für die Erzeugung des zweiten Typs synthetischer Daten einzuschränken. Zwischen dem Wassergehalt  $W$  und der Radarreflektivität  $Z$  existiert eine Beziehung, die als Potenzfunktion der Form

$$W = qZ^{4/7} \quad (4.2)$$

approximiert werden kann (Smith et al., 1975). Dabei ist  $q$  ein Justierungsparameter, der anhand des Vergleiches mit Messdaten geschätzt wird. Hagen & Yuter (2003) schlugen bei ihrer Auswertung für den Justierungsparameter  $q$  einen Wert von 3,4 vor. Für die vorliegenden COSMO-DE Modellfelder lieferte ein Wert von 5,4 realistischere Reflektivitäten im Vergleich zu entsprechenden Radardaten. Abbildung (4.2) zeigt beispielhaft für einen konvektiven sowie einen stratiformen Fall die Schätzungen der Radarreflektivität aus dem Wassergehalt. Sowohl großflächiger, konstanter Regen im stratiformen Fall, als auch einzelne diskrete Starkregen- oder

Gewitterzellen im konvektiven Fall werden sinngemäß wiedergegeben.

Für den Datentypen *SYNDAT2* werden die Winddaten eingeschränkt auf die Gebiete, in denen die geschätzte Radarreflektivität größer als  $-20$  dBZ ist. Wie groß die Dateneinschränkung in Abhängigkeit der Höhe für die konvektiven bzw. die stratiformen Fälle ist, wird in Abbildung (4.3) dargestellt.



**Abbildung 4.3.:** Die Datenabdeckung der COSMO-DE Felder nach Einschränkung der Bedeckung in Abhängigkeit der geschätzten Radarreflektivität als Funktion der Höhe. Links: mittlere Datenabdeckung sowie Standardabweichung für die konvektiven Fälle. Rechts: mittlere Datenabdeckung und Standardabweichung für die stratiformen Fälle.

Besonders bei den konvektiven Fällen ist die mittlere Datenabdeckung stark eingeschränkt durch räumlich begrenzte Niederschläge. Sie sinkt hier auf 20 – 40%. Bei den stratiformen Fällen ist die mittlere Datenabdeckung dagegen höher bei 60 – 75% in den unteren 8 Kilometern und 40 – 60% in den obersten zwei Kilometern. Die Einschränkung der Datenabdeckung ist für den Aufbau des Modells zur Bestimmung des Windfeldes besonders wichtig. Auf diese Weise kann evaluiert werden, wie Informationen in Gebiete ohne Datenabdeckung weitergegeben werden.

Mit den synthetisch generierten Daten wird im Folgenden das Modell zur Bestimmung des Windfeldes aufgebaut. Dazu wird in einem ersten Schritt die Interpolation und die Qualitätskontrolle der Daten optimiert.

### 4.1.2. Interpolation und Qualitätskontrolle

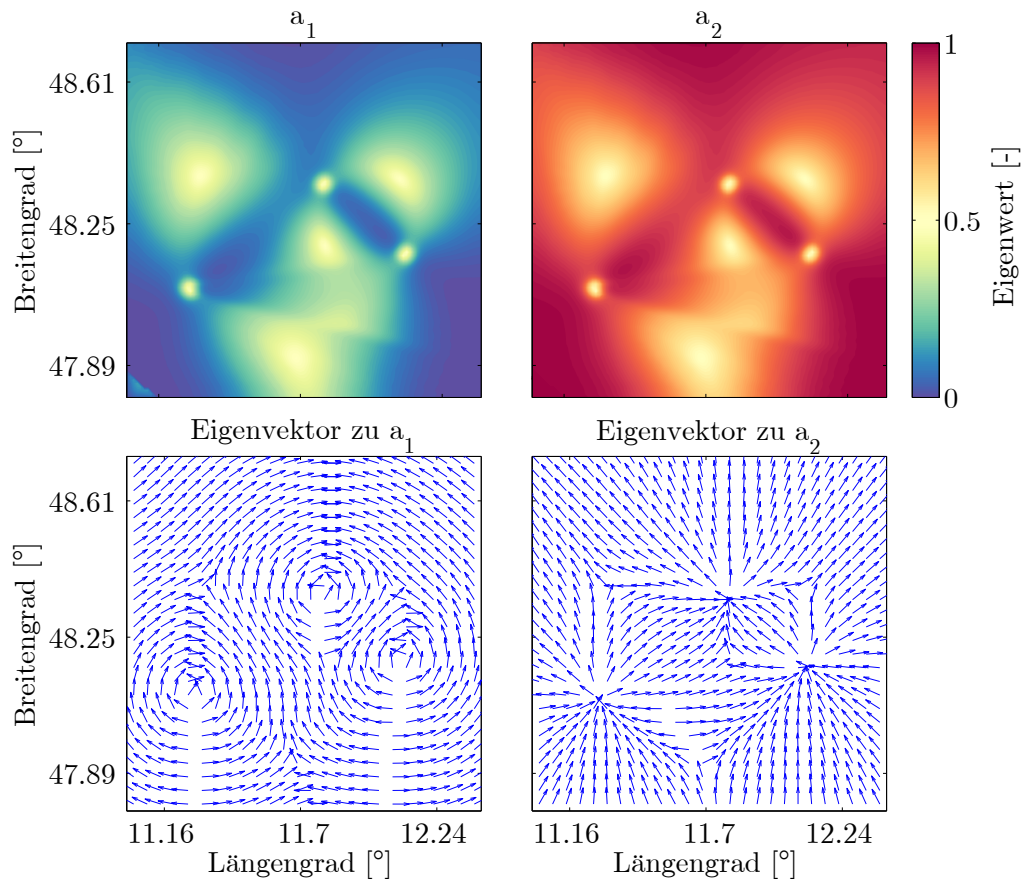
Die Datenverfügbarkeit eines operativ betriebenen Radarnetzwerkes stellt neue Herausforderungen an die Interpolation von den in Polarkoordinaten gemessenen Radardaten auf ein kartesisches Gitter. Die Datendichte ist geringer und das vorherige Prozessieren der Daten, z. B. die Entfaltung der radialen Geschwindigkeiten und die Korrektur von Fehlern (vgl. Kapitel 3.2) erfolgt automatisiert ohne Nachkontrolle (Friedrich & Hagen, 2004b; Simonin et al., 2014). Auch können Systeme ausfallen und entfallen somit komplett als Datenquelle. Im folgenden werden vier wichtige Aspekte der Interpolation und Qualitätskontrolle näher betrachtet.

#### 4.1.2.1. Datenausschluss

Die Abweichung zu den Messungen ist ein wesentlicher Term in der Kostenfunktion. Er hält das Windfeld im Minimierungsprozess nah an den Messdaten. Es ist daher wichtig, dass diese Daten auch nah an der Realität liegen. Üblicherweise werden Daten aus der Analyse ausgeschlossen, die in einem bestimmten Bereich des Schnittwinkels zwischen den Radaren liegen, da hier der Fehler der geschätzten Windkomponenten geometriebedingt groß ist (Friedrich & Hagen, 2004a). Diese Einschränkung erfolgt unabhängig von der Höhe oder der Datendichte.

In dieser Arbeit erfolgt der Interpolationsschritt simultan mit der Schätzung des horizontalen Windfeldes vor der Minimierung der Kostenfunktion und zwar, wie in Kapitel 2.3 erläutert, in Richtung der Eigenvektoren. Dies hat den Vorteil, dass die einzelnen Komponenten unabhängig voneinander berechnet werden können. Gleichzeitig werden die Eigenwerte berechnet, die ein direktes Fehlermaß der Komponente in die Richtung des jeweiligen Eigenvektors darstellen. Die Eigenwerte und Eigenvektoren hängen ausschließlich von der Geometrie der verfügbaren Daten ab, nicht von der jeweiligen Windsituation. Abbildung (4.4) zeigt eine Darstellung der Eigenwerte und Eigenvektoren am Boden ( $\theta = 0^\circ$ ). Bereits in die Analyse eingegangen ist eine Gewichtungsfunktion, die den Abstand eines Datenpunktes zum Gitterpunkt berücksichtigt.

Ein Eigenvektor zeigt immer in jene Richtung, die den größten Anteil zu der radialen Geschwindigkeit beiträgt, der andere Eigenvektor steht senkrecht dazu. Da sich Eigenvektoren sowie Eigenwerte je nach Datenverfügbarkeit ausrichten, ist es nicht sinnvoll, pauschal bestimmte Gebiete anhand der Geometrie auszuschließen. Stattdessen wird ein Grenzwert für den Eigenwert, und damit an das Fehlermaß, festgelegt, ab dem die interpolierten Werte an einem Gitterpunkt nicht in die Minimierung der Kostenfunktion eingehen.



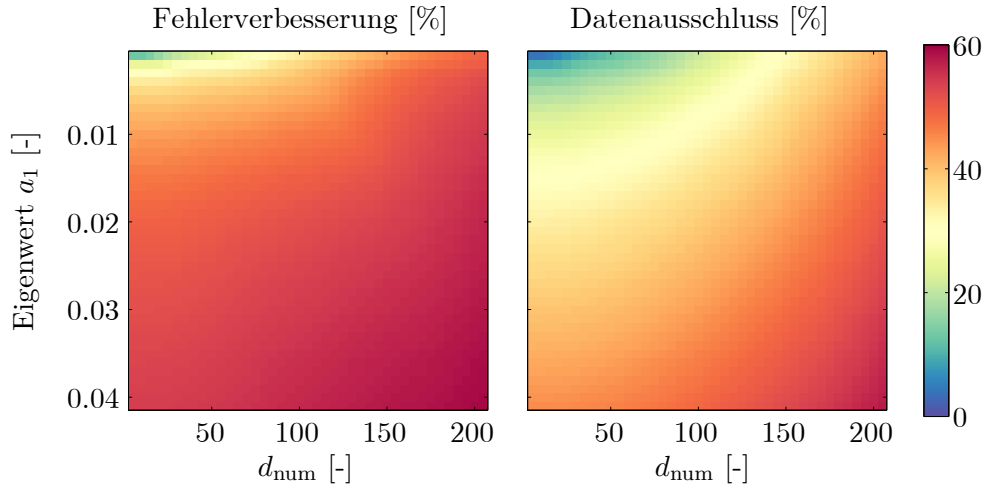
**Abbildung 4.4.:** Darstellung der Eigenwerte (oben) und Eigenvektoren (unten) am Boden. Die Eigenwerte sind ein direktes Maß der Unsicherheit für die Komponente in Richtung des dazugehörigen Eigenvektors.

Die Festlegung der Grenzen erfolgt anhand von Analysen mit den synthetischen Daten *SYNDAT1*. Es werden die Daten ohne simulierten Messfehler und mit voller Datenabdeckung genutzt, da die Berechnung der Interpolationsfehler reproduzierbar und unabhängig von zufälligen Schwankungen in der Datendichte sein soll. Alle Windfelder aus Tabelle (4.1) werden dazu betrachtet, obwohl die Berechnung der Eigenvektoren bzw. Eigenwerte nicht von der Windsituation, sondern ausschließlich der Messgeometrie und den verfügbaren Daten abhängt. Allerdings hängt der absolute Fehler von der Windsituation ab, daher sollen möglichst viele unterschiedliche Fälle in die Statistik mit einbezogen werden.

Abbildung (4.5) zeigt die Verbesserung des mittleren absoluten Fehlers der analysierten horizontalen Windgeschwindigkeit sowie die Anzahl der von der Analyse ausgeschlossenen Gitterpunkte in Abhängigkeit eines Grenzwertes für den ersten Eigenwert,  $a_1^1$ , sowie für die Anzahl der Datenpunkte, die für die Berechnung an einem Gitterpunkt verwendet wurden,  $d_{\text{num}}$ . Sowohl Eigenwert als auch die Anzahl

<sup>1</sup>An dieser Stelle wird nur der erste Eigenwert  $a_1$  betrachtet, da die Eigenwerte ihrer Größe nach sortiert sind und  $a_1$  dementsprechend mit einer kleineren Unsicherheit verbunden ist.

der Datenpunkte haben auf den Fehler Einfluss. Allerdings sind der Eigenwert und die Anzahl der Datenpunkte korreliert mit einem Korrelationskoeffizient von 0,4.



**Abbildung 4.5.:** Einfluss eines Grenzwertes für  $a_1$  bzw.  $d_{\text{num}}$  auf die Verbesserung des mittleren Fehlers bzw. die Anzahl der von der Analyse ausgeschlossenen Gitterpunkte in Prozent.

Bei anwachsendem Grenzwert für  $a_1$  steigt die Verbesserung des mittleren absoluten Fehlers bis zu einem Wert von  $a_1 \approx 0,02$  steil an, für größere Grenzwerte ändert sich diese Verbesserung nur noch gering, der Ausschluss der Gitterpunkte nimmt jedoch kontinuierlich zu. Daher wird 0,02 als Grenzwert für  $a_1$  festgelegt. Im Vergleich zum Gradienten bei wachsendem Grenzwert von  $a_1$ , fällt der Gradient bei wachsendem Grenzwert für  $d_{\text{num}}$  bei der Verbesserung des Fehlers nur sehr gering aus, der Ausschluss jedoch steigt ähnlich an wie bei  $a_1$ . Ein pauschaler Ausschluss der Gitterpunkte aufgrund einer zu geringen Anzahl an Datenpunkten für die Berechnung des Gitterpunktes macht nach dieser Analyse keinen Sinn. Allerdings muss dabei bedacht werden, dass für die synthetischen Daten *SYNDAT1* eine Messungenauigkeit von  $\sigma_0 = 0.0 \text{ m s}^{-1}$  angenommen wurde. In der Realität existieren jedoch eine Vielzahl von Fehlerquellen, die zur Messungenauigkeit beitragen, wie mangelhaft prozessierte Daten, natürliche Variabilität und nicht simultane Messung eines Gebietes durch mehrere Radare. Um diese Fehlerquellen zu berücksichtigen, wird für  $d_{\text{num}}$  ein Grenzwert von 25 festgelegt.

Ein weiterer Parameter, der als Qualitätsparameter beim Ausschluss von Gitterpunkten herangezogen werden kann, ist die Güte des Fits bei der Schätzung des Windfeldes aus den radialen Geschwindigkeiten,  $\chi^2$ . Die allgemeine Formel für die Berechnung von  $\chi^2$  bei der Anpassung mit der „Methode der kleinsten Quadrate“ lautet:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \left( \frac{X_i - \mu}{\sigma_i} \right)^2, \quad (4.3)$$

wobei  $X_i$  der beobachtete Wert ist,  $\mu$  der erwartete Wert und  $\sigma_i$  die Standardabweichung. Ein Grenzwert für  $\chi^2$  soll hier lediglich dazu dienen Gitterpunkte auszuschließen, die unnatürlich stark variierende radiale Geschwindigkeiten enthalten, z. B. durch fehlerhaft entfaltete Daten. Daher kann der Grenzwert für  $\chi^2$  hoch angesetzt werden mit  $\chi^2 \leq 10$ .

Mit dieser Analyse wurden Schranken gefunden, die die Datenabdeckung hoch halten und dabei den Fehler bestmöglich reduzieren. Im Folgenden sind noch einmal alle Datenschränken aufgeführt:

$$\begin{aligned} a_1 & \stackrel{!}{\geq} 0,02 \\ d_{\text{num}} & \stackrel{!}{\geq} 25 \\ \chi^2 & \stackrel{!}{\leq} 10 \quad . \end{aligned}$$

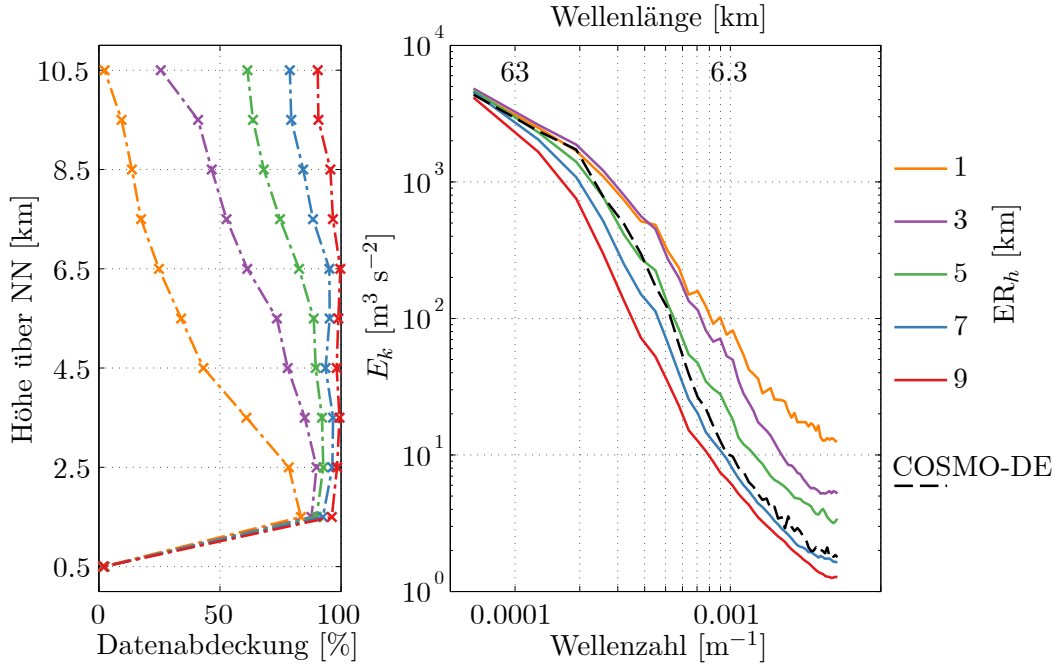
#### 4.1.2.2. Einflussradius und Gewichte

Der maximale Abstand, bis zu dem Daten in die Berechnung an einem Gitterpunkt mit einbezogen werden, spielt eine wichtige Rolle bei der Interpolation. Dieser Einflussradius sowie die Interpolationsgewichte bestimmen die Datendichte wie auch die effektive Auflösung auf einem Gitter indem sie definieren, wie weit Daten auf benachbarte Gitterpunkte extrapoliert werden. Bei der Analyse operationeller Rardaten findet man häufig einen horizontalen Einflussradius von etwa 3 km sowie einen vertikalen Radius abhängig von der Strahlbreite als Funktion der Entfernung (siehe z. B. Bousquet et al., 2016, 2008b; Protat & Zawadzki, 1999). Allerdings hängt der optimale Einflussradius von der vorhandenen Datendichte, in Form der Anzahl der Messinstrumente sowie deren Messstrategie ab, so dass diese Werte nicht ohne weiteres für jede Datenkonfiguration übernommen werden können. Nähere Untersuchungen sind notwendig. Dazu werden abermals die synthetischen Daten *SYNDAT1* genutzt. Die Daten werden mit verschiedenen horizontalen Einflussradien interpoliert. Der vertikale Einflussradius  $ER_v$  bleibt bei allen Analysen gleich und berechnet sich abhängig von der Strahlbreite als Funktion der Entfernung über:

$$ER_v = 2r \tan\left(\frac{1}{2}\beta\right) \quad , \quad (4.4)$$

wobei gilt:

$$ER_v = \begin{cases} 0,2 \text{ km}, & \text{falls } 2r \tan\left(\frac{1}{2}\beta\right) \leq 0,2 \text{ km} \\ 2r \tan\left(\frac{1}{2}\beta\right), & \text{falls } 0,2 \text{ km} < 2r \tan\left(\frac{1}{2}\beta\right) \leq 0,5 \text{ km} \\ 0,5 \text{ km}, & \text{sonst} \quad . \end{cases} \quad (4.5)$$



**Abbildung 4.6.:** Datenabdeckung sowie mittleres Energiedichtespektrum über die Höhe in Abhängigkeit verschiedener horizontaler Einflussradien.

Hierbei ist  $\beta$  der Öffnungswinkel des Strahls und  $r$  die Entfernung zum Messpunkt. Im Falle der Lidarmessungen wird zur Vereinfachung ein Öffnungswinkel von  $\beta = 1^\circ$  angenommen. Es hat sich als sinnvoll erwiesen, den Einflussradius auch bei den Radardaten nicht zu vergrößern, näheres dazu in Kapitel 4.1.2.3.

Abbildung (4.6) zeigt für die Interpolation mit fünf verschiedenen horizontalen Einflussradien im Abstand von je 2 km die Datenabdeckung auf dem Gitter sowie das Energiedichtespektrum. Ebenfalls wurde das Energiedichtespektrum der COSMO-DE Windfelder berechnet, die für die Generierung der synthetischen Daten verwendet wurden. Die Datenabdeckung steigt am deutlichsten zwischen den Interpolationen mit den horizontalen Einflussradien 1 km, 3 km und 5 km an, größere Einflussradien erhöhen die Datenabdeckung nur noch schwach, besonders in den untersten 5 km. Am Boden, 0,5 km über NN, ist die Datenabdeckung für jeden horizontalen Einflussradius sehr gering. Die Radare *POLD* sowie *ISEN* liegen beide bereits über diesem Höhenlevel, so dass sich am Boden des Analysegebietes keinerlei direkte Überschneidungen der Radarstrahlen verschiedener Messinstrumente ergeben. Es sei noch einmal erwähnt, dass es sich hier um die Datenabdeckung im Falle der vollen Datenverfügbarkeit handelt, das heißt, sofern alle drei Radare an jedem potentiellen Messpunkt Messungen liefern. In realen Situationen fällt die Datenabdeckung deutlich geringer aus, da z. B. aus Gebieten ohne Niederschlag keine Daten geliefert werden. Auf die Datenabdeckung im realen Fall wird in Kapitel 4.2 eingegangen.



Für die horizontalen Einflussradien von 1 km und 3 km erkennt man bereits bei großen Wellenlängen ( $\sim 20$  km) im Energiedichtespektrum ein höheres Energieniveau im Vergleich zu den interpolierten COSMO-DE Feldern. Es wird mehr Energie erzeugt, als im ursprünglichen Windfeld vorhanden ist. Dies kommt zum Beispiel durch die Projektion vertikaler Windscherung auf die horizontale Ebene, auf die in Kapitel 4.1.2.3 näher eingegangen wird, verbunden mit einer geringeren horizontalen Glättung durch den kleinen Einflussradius. Interpolation mit den horizontalen Einflussradien 7 km und 10 km glätten zu stark, so dass bereits bei Wellenlängen ab 40 km weniger Energie im interpolierten Feld vorhanden ist. Für einen Einflussradius von 5 km folgt das Energiedichtespektrum der interpolierten Felder dem Energiedichtespektrum der ursprünglichen Felder bis zu einer Wellenlänge von etwa 10 km. Dies spricht dafür, dass die Wahl von 5 km für den horizontalen Einflussradius für die vorliegende Datenkonfiguration am besten passt. Diese Auswertung gibt allerdings noch keinen Aufschluss über die effektive Auflösung des Modells, da die Minimierung der Kostenfunktion mit Glättungsterm und Kontinuitätsgleichung hier noch nicht mit einbezogen wurde.

Die Gewichte spielen bei der Interpolation von Polarkoordinaten auf kartesische Koordinaten ebenfalls eine große Rolle. Häufig verwendet wird die von Cressman (1959) vorgeschlagene Gewichtungsfunktion:

$$w_h = \begin{cases} \frac{ER_{\max} - \Delta r}{ER_{\max} + \Delta r}, & \text{falls } \Delta r < ER_{\max} \\ 0, & \text{sonst} \end{cases}, \quad (4.6)$$

wobei  $ER_{\max}$  der maximale Einflussradius und  $\Delta r$  die Entfernung zwischen Messung und Gitterpunkt ist. Diese Gewichtungsfunktion wird häufig genutzt, da sie einfach zu implementieren ist und sich als zuverlässig erwiesen hat (z. B. in Yamada, 2013; Weygandt et al., 2002; Bousquet et al., 2008b). Trapp & Doswell III (2000) untersuchten vier unterschiedliche Gewichtungsfunktionen, die Cressman Gewichtung, die Interpolation nach Barnes (Barnes, 1964), die bilineare Interpolation und die Interpolation zum nächsten Nachbarn (engl.: *nearest neighbour*). Ihre Auswertungen zeigten, dass sowohl die bilineare Interpolation als auch die Interpolation zum nächsten Nachbarn Wellenlängen generierten, die im ursprünglichen Feld nicht vorhanden waren. Mit der Interpolation nach Cressman ließen sich die kleinsten Wellenlängen auflösen. Sie betonen jedoch auch, dass die Wahl der Gewichtungsfunktion problemspezifisch ist und die Gewichtungsfunktionen sensitiv auf die Charakteristiken des Feldes reagieren.

Für die Auswertung untersuchten Trapp & Doswell III (2000) ausschließlich Felder in der horizontalen Ebene, eine vertikale Interpolation wurde nicht betrachtet.

Askelson et al. (2000) dagegen untersuchten auch das Verhalten unterschiedlicher Gewichtungen auf die vertikale Interpolation. Sie betonen, dass aufgrund der anisotropen Verteilung von Radardaten eine isotrope Gewichtungsfunktion nicht in der Lage ist, die gemessenen Charakteristiken adäquat wiederzugeben. Stattdessen schlagen sie eine Gewichtungsfunktion vor, welche in unterschiedliche Richtung unterschiedlich wichtet. In der vorliegenden Arbeit wird dies realisiert durch zwei unterschiedliche Gewichtungen, für die horizontale sowie die vertikale Richtung. Die Cressman Gewichtungsfunktion wird für die Interpolation in horizontaler Richtung verwendet mit  $R_{\max} = ER_h$ , dem horizontalen Einflussradius. Für die Interpolation in vertikaler Richtung wird eine exponentielle Gewichtungsfunktion verwendet, wie z. B. auch in Zhang et al. (2011):

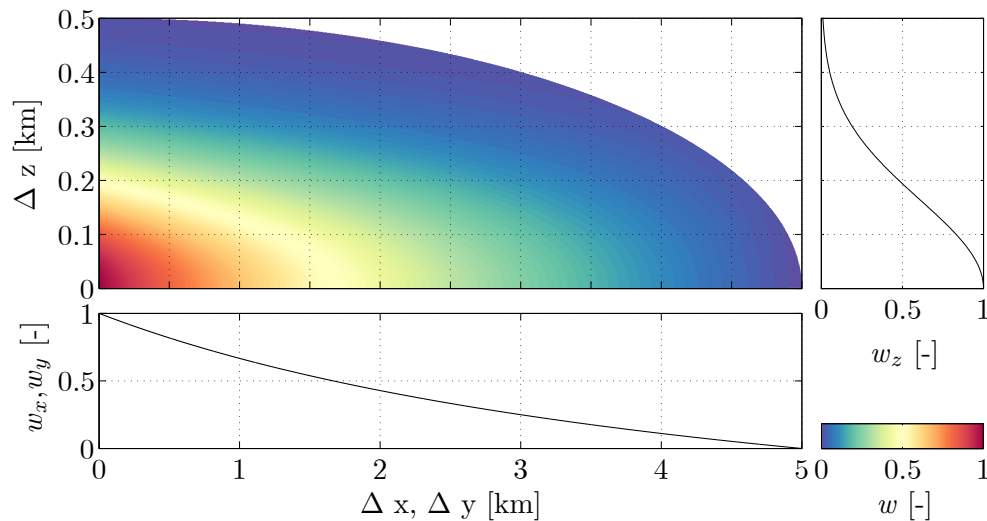
$$w_v = \begin{cases} \exp(-\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta r}{\kappa}\right)^2), & \text{falls } \Delta r < ER_v \\ 0, & \text{sonst} \end{cases} \quad (4.7)$$

$\kappa$ , ein Justierungsparameter, wird dabei so gewählt, dass das Gewicht am äußeren Rand des Einflussradius  $ER_v$  kleiner als 0,01 ist. Durch die exponentielle Gewichtungsfunktion wird erreicht, dass Daten mit großem Abstand zum Gitterpunkt noch weniger Einfluss auf diesen haben im Vergleich zu einer Gewichtung nach der Formel von Cressman. Wie in Kapitel 4.1.1 erwähnt, ist die mittlere Windscherung in vertikaler Richtung deutlich größer als in horizontaler, dem wird durch die exponentielle Gewichtungsfunktion Rechnung getragen.

Zur Veranschaulichung zeigt Abbildung (4.7) die Gewichtungsfunktionen in horizontaler und vertikaler Richtung sowie einen vertikalen Schnitt durch das von den Einflussradien festgelegte Ellipsoid.

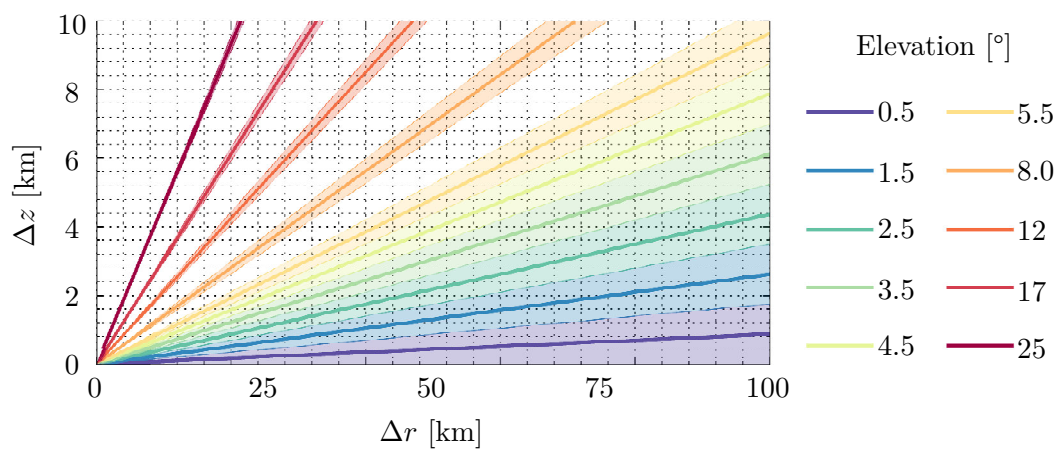
#### 4.1.2.3. Einbeziehung des vertikalen Gradienten

Wie bereits erwähnt, messen Wetterradare mit einer geringen Anzahl an Elevationswinkeln ein großes Volumen. Tabelle (3.1) listet die genutzten Elevationswinkel für die in dieser Arbeit verwendeten Radare auf. Besonders im Bereich größerer Elevationswinkel entstehen dadurch Lücken, aus denen keine Informationen vorliegen. Abbildung (4.8) zeigt zur Veranschaulichung die Messstrategie der Radare des deutschen Wetterdienstes. Ab einem Elevationswinkel von  $5,5^\circ$  entstehen die beschriebenen Messlücken. Im Zusammenspiel mit vertikaler Windscherung kann dies zu Fehlern in der Interpolation führen, da der vertikale Gradient bei der Interpolation auf die horizontale Gitterebene projiziert wird (Augst & Hagen, 2017).

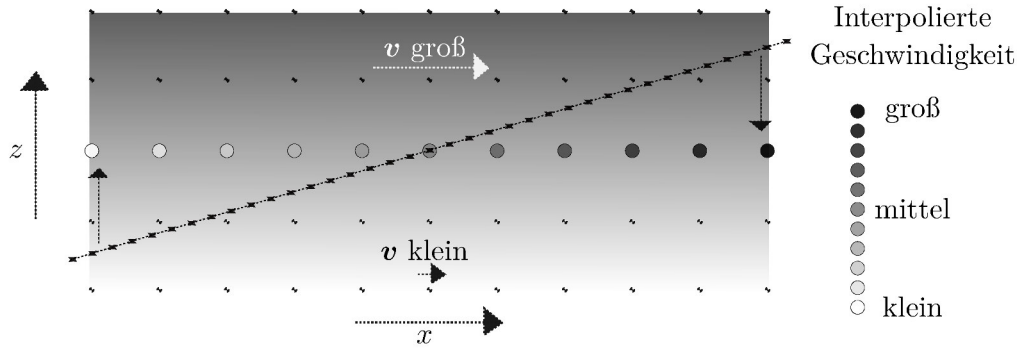


**Abbildung 4.7.:** Abbildung der Gewichtungsfunktionen in horizontaler und vertikaler Richtung, sowie vertikaler Schnitt durch das von den Einflussradien festgelegte Ellipsoid.

Anhand der schematischen Darstellung in Abbildung (4.9) soll erläutert werden, wie es zu dieser Projektion kommt. Ein Radarstrahl (schwarze Linie) durchläuft ein Analysegebiet mit vertikaler Windscherung. Wegen des größeren Abstandes zwischen zwei Elevationswinkeln ist es der einzige Strahl, der den Ausschnitt durchquert. Die Datenpunkte (Sterne), die auf dem Strahl liegen, sollen auf die horizontale Gitterebene interpoliert werden. Die Ebene, auf die interpoliert wird, ist mit farblich kodierten Punkten gekennzeichnet, entsprechend der Geschwindigkeit, die ihnen bei der Interpolation zugeteilt wird. Wie man sieht, ergibt sich fälschlicherweise ein horizontaler Gradient, dessen Entstehung im Folgenden erläutert wird.



**Abbildung 4.8.:** Dargestellt sind die genutzten Elevationswinkel der Wetterradare des Deutschen Wetterdienstes. Nicht eingetragen, da in dieser Arbeit nicht verwendet ist eine Messung mit einem Elevationswinkel von  $\theta = 0, 8^\circ$ , der sogenannte *Precipitation-Scan*.



**Abbildung 4.9.:** Schematische Darstellung zur Veranschaulichung des Interpolationsfehlers bei vertikaler Windscherung. Dargestellt ist ein vertikaler Schnitt durch das Analysegebiet mit Analysegitter, durch welches ein Radarstrahl (schwarze Linie) läuft. Die Datenpunkte (Sterne) werden auf die horizontale Gitterebene (farblich kodierte Punkte) interpoliert. Die farbliche Kodierung entspricht dabei der Geschwindigkeit, die den Gitterpunkten bei der Interpolation zugeteilt wird.

Die Datenpunkte werden mit ihrem jeweiligen Abstand zu den Gitterpunkten gewichtet, um Messungen mit großem Abstand weniger Einfluss zu geben. Dabei werden alle Werte  $x_i$ , die Einfluss auf die jeweiligen Punkte haben, mit dem Gewicht  $w_i$  multipliziert und anschließend addiert. Danach wird durch die Summe der Gewichte dividiert:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N w_i x_i}{\sum_{i=1}^N w_i}.$$

Die Größe der Einflussradien spielt in diesem Beispiel keine Rolle, da es keine Überschneidung mit anderen Strahlen gibt und angenommen wird, dass die Messungenauigkeit des einzelnen Wertes vernachlässigbar klein ist. Da ausschließlich von einem Radarstrahl Informationen kommen, werden trotz niedrigerer Gewichtung für weiter entfernte Messungen, bei der Interpolation auf der linken Seite die Geschwindigkeiten unterschätzt, auf der rechten Seite überschätzt. Die Gewichtungsfunktionen sind nicht in der Lage fehlende Informationen auszugleichen.

In diesem einfachen Beispiel steigt die Windgeschwindigkeit linear mit der Höhe an, ein zweiter Strahl, selbst in großem Abstand zu dem ersten, würde, mit der entsprechenden Gewichtungsfunktion, ausreichen, um den Fehler zu korrigieren. In Realität folgt die Windscherung keiner festen Funktion. Ist der vertikale Abstand zwischen zwei Strahlen groß, so wird die horizontale Projektion der vertikalen Windscherung immer zu Fehlern in der Interpolation führen.

Tabelle (4.2) fasst die vertikale Windscherung der analysierten Felder zusammen, die im Mittel zwischen  $0,001 \text{ s}^{-1}$  und  $0,003 \text{ s}^{-1}$  und maximal  $0,025 \text{ s}^{-1}$  beträgt und damit nicht vernachlässigbar ist. Ein Lösungsvorschlag ist den vertikalen Gradienten in die Interpolation miteinzubeziehen. Dazu wird er direkt aus den Messungen

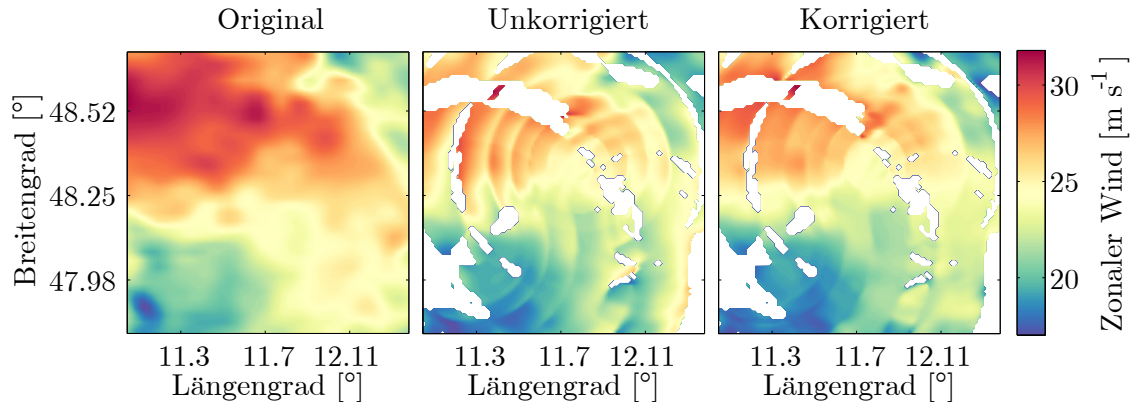
berechnet. Auf Grundlage der untersuchten vertikalen wie horizontalen Windscherung wird die Annahme getroffen, dass der horizontale Gradient im Vergleich zum vertikalen Gradienten vernachlässigbar klein ist. Der vertikale Gradient an einem Punkt kann dann aus einem linearen Fit aller vorherigen Werte in einem Einflussradius von 5 km entlang des Strahls geschätzt werden. Für den Fit wird abermals die Methode der kleinsten Quadrate verwendet. Die gemessene radiale Geschwindigkeit wird anschließend unter Berücksichtigung des vertikalen Gradienten korrigiert über:

$$\tilde{v}_r = v_r + \frac{\partial v_r}{\partial z} \cdot \Delta z \quad , \quad (4.8)$$

wobei  $\tilde{v}_r$  die korrigierte radiale Geschwindigkeit ist,  $v_r$  die gemessene radiale Geschwindigkeit,  $\partial v_r / \partial z$  der vertikale Gradient und  $\Delta z$  die vertikale Entfernung zwischen der Messung und dem Gitterpunkt, auf den interpoliert werden soll.

Abbildung (4.10) zeigt für die zonale Komponente eines COSMO-DE Windfeldes beispielhaft das Ergebnis der Berücksichtigung des vertikalen Gradienten. Dargestellt ist das Windfeld am 16. Oktober 2014, 13:15 UTC in einer Höhe von 3,5 km über NN. Diese COSMO-DE Analyse zeigte die größten vertikalen Windscherungen im Mittel sowie in der Spitze (vgl. Tabelle 4.2). Dargestellt ist das original Windfeld der COSMO-DE Analyse (links) sowie interpolierte Windfelder mit den Daten *SYNDAT1*. In der Mitte abgebildet ist die Interpolation ohne Berücksichtigung des vertikalen Gradienten, rechts die Interpolation mit Korrektur der radialen Geschwindigkeiten nach Gleichung (4.8). In der mittleren Abbildung deutlich zu erkennen ist eine ringförmige Struktur, die sich konzentrisch um die Position der Radare herausbildet. Ursächlich für diese Ringstruktur ist die horizontale Projektion der vertikalen Windscherung. Die maximale Differenz innerhalb eines Ringes beträgt bis zu  $5 \text{ m s}^{-1}$ . Durch die Korrektur der radialen Geschwindigkeiten mit dem geschätzten vertikalen Gradienten werden diese Ringstrukturen deutlich abgeschwächt.

Die Methodik stößt an ihre Grenzen in stark konvektiven Situationen, wenn die horizontale Windscherung in dem Einflussradius von 5 km nicht mehr vernachlässigbar ist oder Messschwankungen dominieren. Letzteres kann auch der Fall sein für Messungen mit kleinem Elevationswinkel, da die hier erfasste Höhendifferenz innerhalb von 5 km sehr gering ist, weswegen die Korrekturen für  $\theta < 3^\circ$  nicht verwendet werden. Für eine weitere Diskussion sowie genauere Fehlervalidierung sei an dieser Stelle auf Augst & Hagen (2017) verwiesen.



**Abbildung 4.10.:** Zonale Windkomponente des COSMO-DE Windfeldes vom 16. Oktober 2014, 13:15 UTC. Links: Original Feld. Mitte: Interpoliertes Windfeld der Daten *SYNDAT1* ohne Korrektur mit dem vertikalen Gradienten. Rechts: Interpoliertes Windfeld der Daten *SYNDAT1* mit Korrektur mit dem vertikalen Gradienten.

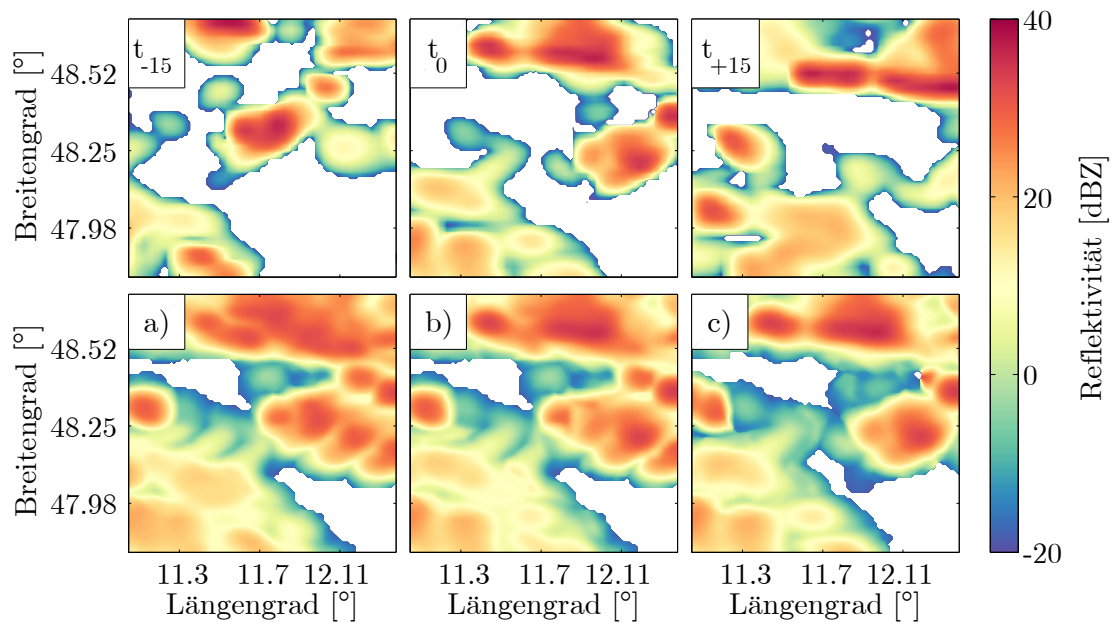
#### 4.1.2.4. Advektion

Der letzte Punkt, der in dieser Arbeit bezüglich der Interpolation operationeller Radardaten ausführlicher diskutiert werden soll, ist die Advektion. In den meisten Fällen ändern Regenzellen ihre Position mit der Zeit. Nicht nur benötigt ein einzelnes Radar für eine Volumenmessung etwa 5 Minuten, sondern auch die Messung eines Punktes durch verschiedene operationelle Radare erfolgt nicht simultan. Die Advektion der Regenzellen muss daher bei der Interpolation berücksichtigt werden. Dies kann durch Gewichtung der Messung mit einem Gewicht abhängig von der zeitlichen Differenz  $\Delta t$ :

$$w_t = \begin{cases} 1 - \frac{\Delta t}{ER_t} & , \text{ falls } \Delta t < ER_t \\ 0, & \text{ sonst } \end{cases} \quad (4.9)$$

wobei  $ER_t$  der maximale zeitliche Einflussradius ist, oder durch Verschiebung der Messungen mit einer Umgebungsgeschwindigkeit erfolgen. Die Umgebungsgeschwindigkeit kann dabei aus einem Modell entnommen werden oder anhand zweier aufeinanderfolgender Volumenscans eines Radars bestimmt werden. In dieser Arbeit wird die Umgebungsgeschwindigkeit über die Korrelation zweier aufeinanderfolgender Analysen geschätzt, ähnlich der in Kapitel 2.4 beschriebenen Methode, wobei für die Bestimmung die Felder der interpolierten Radarreflektivität genutzt werden. Dabei wird eine weitere zeitliche Entwicklung der Regenzelle, z. B. Wachstum, vernachlässigt. Die Advektionsgeschwindigkeiten werden für jedes Höhenlevel berechnet. Jedes horizontale Gitter wird von  $3 \times 3$  berechneten Vektoren abgedeckt, zwischen denen anschließend bilinear interpoliert wird.

Abbildung (4.11) zeigt den Effekt verschiedener Interpolationsmethoden bezüglich



**Abbildung 4.11.:** Reflektivität dreier aufeinanderfolgender Analysen am 27. August 2014. Gezeigt sind die simulierten Reflektivitäten der COSMO-DE Felder zu den Zeiten 07:00 UTC ( $t_{-15}$ ), 07:15 UTC ( $t_0$ ) und 07:30 UTC ( $t_{+15}$ ), sowie die Interpolation der drei simulierten Volumenmessungen mit drei unterschiedlichen Methoden auf die Referenzzeit 07:15 UTC ohne Einbezug der zeitlichen Differenz (a)), mit Gewichtung nach der zeitlicher Differenz (b)) sowie mit Gewichtung nach der zeitlichen Differenz und Advektion mit der Umgebungsgeschwindigkeit (c)).

lich der Advektion von Regenzellen. Dargestellt ist die simulierte Reflektivität aus drei aufeinanderfolgenden COSMO-DE Feldern am 27. August 2014 zu den Zeiten 07:00 UTC ( $t_{-15}$ ), 07:15 UTC ( $t_0$ ) und 07:30 UTC ( $t_{+15}$ ). Die simulierte Reflektivität wurde eingeschränkt auf den Bereich bis zu  $-20$  dBZ. Die gemeinsame Interpolation der drei Volumenmessungen mit drei unterschiedlichen Methoden auf eine Referenzzeit  $t_0$  (07:15 UTC) ist in den unteren drei Abbildungen gezeigt. Für die Analysen wurden Daten des Typs *SYNDAT2* verwendet. Ohne jegliche Berücksichtigung der zeitlichen Differenz (Abbildung (4.11 a)) erscheinen kleinere Regenzellen als eine Reihe von hintereinander folgenden Zellen, größere Zellen werden verschmiert. Dies hat natürlich auch Einfluss auf das berechnete Windfeld. Gewichtet man bei der Interpolation die Daten abhängig von ihrer zeitlichen Differenz zur Referenzzeit (Abbildung (4.11 b)), so verbessert sich das Ergebnis leicht. Zusammenhängende Zellen werden besser dargestellt, da überall Daten vorhanden sind. Einzelne Zellen werden weiterhin als Reihe von hintereinander folgender Zellen wiedergegeben. Verschiebt man zusätzlich die Daten mit der Umgebungsgeschwindigkeit auf die Referenzzeit (Abbildung (4.11 c)), so wird die Situation zur Referenzzeit am genauesten wiedergegeben.

Auch diese Methodik unterliegt Einschränkungen, wenn der Beitrag der zeitliche



Entwicklung des Systems größer ist als die reine Advektion. Nicht nur, weil Advektion dann nicht mehr in der Lage ist die Entwicklung zu beschreiben, sondern auch, weil die Bestimmung der Umgebungsgeschwindigkeit aus der Korrelation zweier aufeinanderfolgender Bilder erschwert wird. Dennoch sollten stets zeitliche Gewichtung wie auch Advektion bedacht werden.

Die wesentlichen Aspekte der Interpolation operationeller Radardaten wurden in diesem Abschnitt besprochen. Dazu gehören eine schnelle Qualitätskontrolle, der Umgang mit einer geringeren Datendichte sowie die Berücksichtigung der Advektion. Dies sind Erweiterungen, die in dieser Arbeit entwickelt wurden, um die 3DVAR für die operationelle Nutzung anwendbar zu machen.

### 4.1.3. Initialisierung

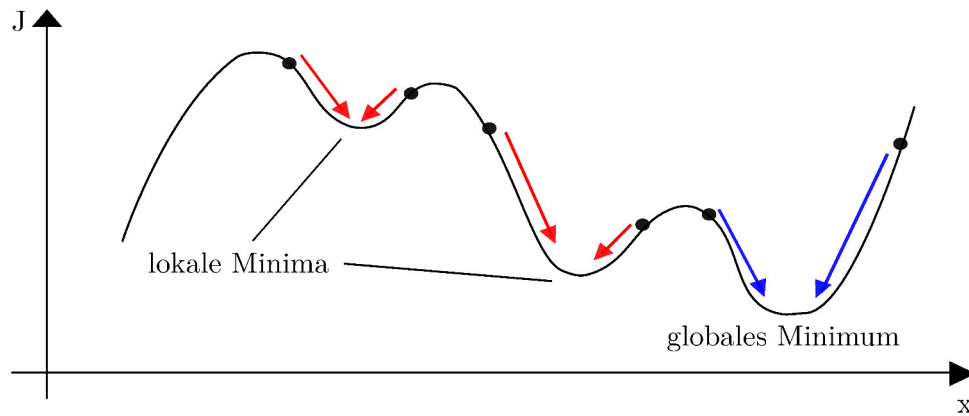
Nach der Interpolation und der Schätzung der horizontalen Windkomponenten ist die Initialisierung der Kostenfunktion der nächste Schritt. Initialisierung bedeutet dabei die Gewichte der einzelnen Terme  $\lambda_X$ , festzulegen und an jedem Gitterpunkt für die Kontrollvariablen  $u$ ,  $v$  und  $w$  einen Startwert festzulegen, von dem aus nach dem Minimum der Kostenfunktion gesucht wird. Auf die Gewichtung der einzelnen Terme wurde bereits in Kapitel 2.3 eingegangen. In diesem Abschnitt soll die Wahl der Startwerte näher betrachtet werden.

Üblicherweise wird die Kostenfunktion an jeder Stelle mit  $0 \text{ m s}^{-1}$  initialisiert (unter anderem in Gao et al., 1999; Shapiro et al., 2009). Die Wahl ist unkompliziert und auf alle Analysen generalisierbar. Sofern bei Feldexperimenten die Datendichte hoch ist und für die meisten Gitterpunkte von Interesse Messungen oder ein Hintergrundfeld vorliegen, ist die Initialisierung mit  $0 \text{ m s}^{-1}$  ausreichend. Weicht jedoch das Hintergrundfeld deutlich von der Realität ab oder gibt es größere Gebiete, in denen keine Messungen vorliegen, so kann es passieren, dass bei der Minimierung der Kostenfunktion nur ein lokales, nicht das globale Minimum gefunden wird (Laroche & Zawadzki, 1994).

Abbildung (4.12) zeigt für ein eindimensionales Problem die Schwierigkeit der richtigen Wahl des Startwertes. Je nachdem welcher Startwert (dargestellt als Punkt) gewählt wird, wird in der Minimierung der Kostenfunktion nur ein lokales Minimum erreicht, nicht das globale.

Es gibt viele numerische Verfahren, die dabei helfen, globale Minima zu finden. Diese sind jedoch nicht immer zuverlässig. Die einfachste und sicherste Methode ist die Wahl eines geeigneten Startwertes. Angelehnt an Laroche & Zawadzki (1994) wird in dieser Arbeit eine Mehrgitterinitialisierung verwendet. Um die Problematik der



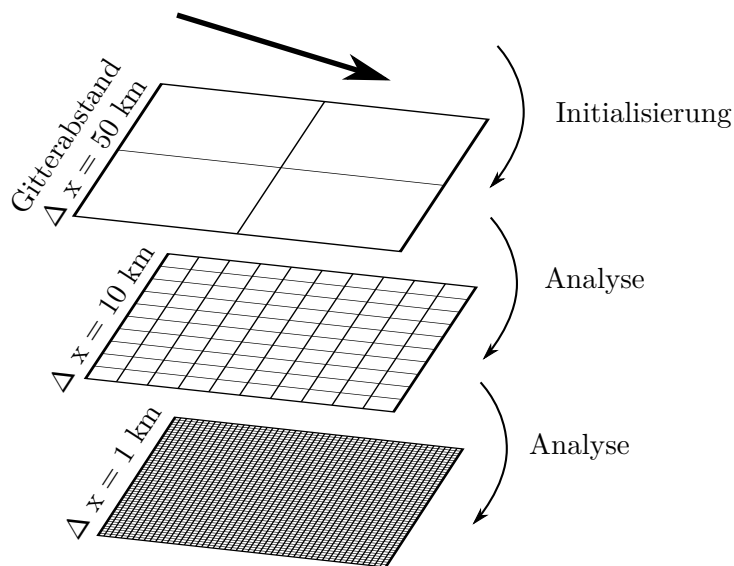


**Abbildung 4.12.:** Schematische Darstellung der Problematik mit mehreren Minima in der Kostenfunktion. Je nach Startwert (dargestellt als Punkt) wird ein lokales, nicht das globale Minimum in der Kostenfunktion erreicht.

vielfachen Minima der Kostenfunktion zu lösen, schlagen Laroche & Zawadzki (1994) vor, die gesamte Kostenfunktion auf sukzessiv feiner werdenden Gittern zu lösen. Sie initialisierten die erste Kostenfunktion weiterhin mit 0, alle folgenden werden mit dem Ergebnis des vorherigen Schrittes initialisiert. Um Rechenzeit zu sparen, wird hier darauf verzichtet die gesamte Kostenfunktion zu minimieren. Glättungsterm und Massenerhaltung würden auf den groben Gittern das Ergebnis verfälschen. Lediglich die Minimierung zu den Messdaten erfolgt auf den zwei gröberen Gittern. Abbildung (4.13) zeigt die horizontale Auflösung der drei verwendeten Gitter. Die vertikale Gitterauflösung bleibt aufgrund der möglichen vertikalen Windscherung für alle Gitter konstant.

Das erste Gitter, mit einem Gitterabstand von 50 km, wird mit dem mittleren Windvektor der Interpolation des entsprechenden Höhenlevels initialisiert. Die darauf folgenden Gitter mit einem Gitterabstand von 10 km und 1 km werden mit dem Ergebnis des vorherigen Gitters initialisiert. Die Mehrgitterinitialisierung kann außerdem dazu verwendet werden, noch einmal fehlerhaft geschätzte Werte auszuschließen. Weicht ein interpolierter Wert auf dem feinsten Gitter um mehr als eine zuvor bestimmter Wert von der Initialisierung ab, wird er von der Minimierung der Kostenfunktion ausgeschlossen und liefert somit keinen Beitrag zum Endergebnis. Diese Schranke kann empirisch festgelegt werden und wird in der weiteren Arbeit auf  $5 \text{ m s}^{-1}$  gesetzt, da davon ausgegangen wird, dass größere Schwankungen nicht physikalisch, sondern durch Mess- oder Interpolationsfehler begründet sind.

Abbildung (4.14) zeigt am Beispiel der zonalen Windkomponente des COSMO-DE Feldes vom 8. April 2014, 07:15 UTC, den Einfluss verschiedener Initialisierungsmethoden auf einer Höhe von 2,5 km über NN. Neben dem Originalfeld (Abbildung (4.14 a)) ist eine Maske mit der Datenabdeckung der interpolierten Daten des

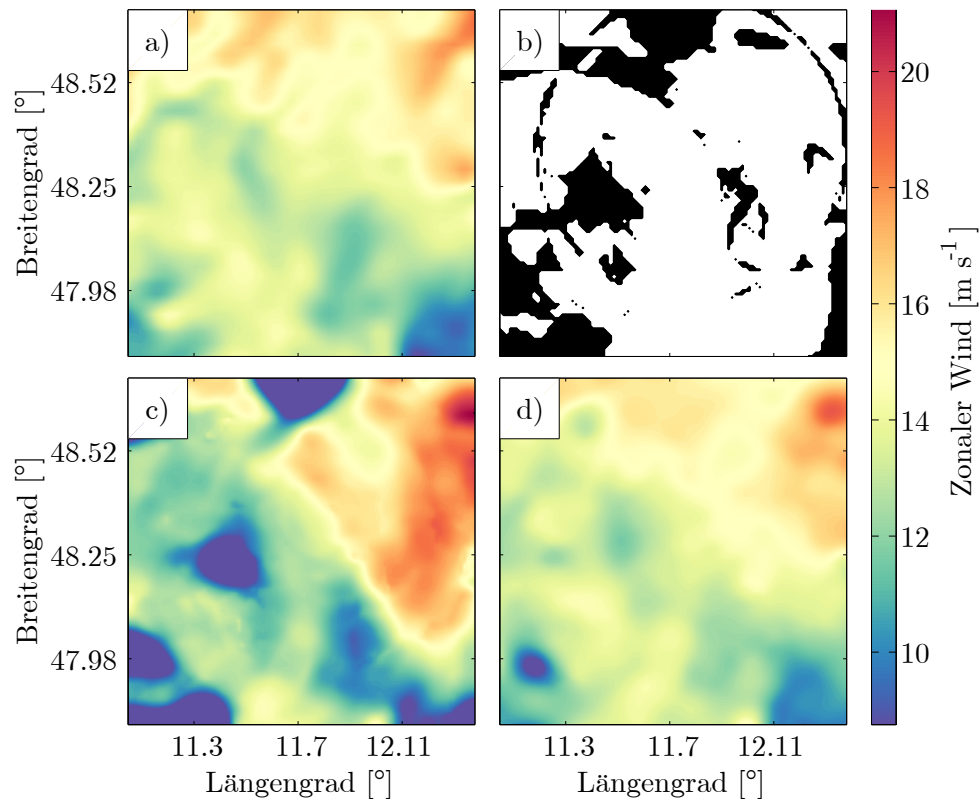


**Abbildung 4.13.:** Gitterauflösung der drei verwendeten Gitter für die Mehrgitterinitialisierung, wobei das erste Gitter mit einem mittleren Windvektor auf dem entsprechenden Höhenlevel initialisiert wird.

Typs *SYNDAT2* abgebildet (Abbildung (4.14 b)), wobei die Gebiete ohne Datenabdeckung in schwarz dargestellt sind. Bei der Initialisierung der Kostenfunktion mit  $0 \text{ m s}^{-1}$  an jedem Gitterpunkt (Abbildung (4.14 c)) wird das Windfeld nach der Minimierung in vielen Bereichen unterschätzt. Zugleich kommt es zu Ausgleichseffekten in anderen Bereichen, um die Kontinuitätsgleichung zu erfüllen. Mithilfe der Mehrgitterinitialisierung wird das Windfeld deutlich genauer wiedergegeben (Abbildung (4.14 d)).

Um das Ergebnis nicht nur qualitativ sondern auch quantitativ zu beurteilen zeigt Abbildung (4.15) den mittleren absoluten Fehler (engl.: *mean absolute error*, im Folgenden MAE) der berechneten Felder von Windgeschwindigkeit (links) und Windrichtung (rechts) für die Initialisierung mit  $0 \text{ m s}^{-1}$  (schwarz, gestrichelt) bzw. die Mehrgitterinitialisierung (grau). Es ist eine signifikante Verbesserung in allen Höhen ersichtlich. Auch Gao et al. (1999) berichten, dass sich durch die 3DVAR in Gebieten ohne Datenabdeckung das Feld nicht mehr essentiell von der Initialisierung entfernt. Besonders in den Situationen, in denen eine hohe Windgeschwindigkeit herrscht, führt eine pauschale Initialisierung mit  $0 \text{ m s}^{-1}$  zu großen Fehlern, was durch die Mehrgitterinitialisierung umgangen werden kann.

Für die Mehrgitterinitialisierung werden neben den Radar- und Lidardaten auch Mode-S und Radiosondendaten verwendet, sofern vorhanden. Diese in situ Daten werden nur bis zu der mittleren Gittergröße mit der Auflösung von  $10 \times 10 \text{ km}^2$  in

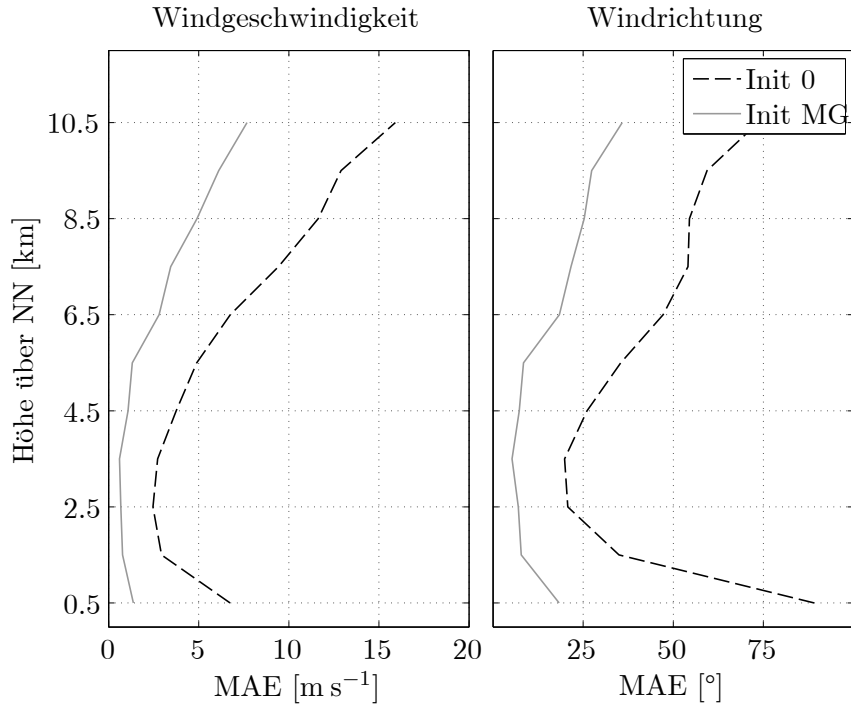


**Abbildung 4.14.:** Zonale Windkomponente des COSMO-DE Windfeldes vom 8. April 2014, 07:15 UTC auf einer Höhe von 2,5 km über NN. Dargestellt ist das original Feld (a), sowie binär eine Maske der Datenabdeckung (b), wobei die Gebiete ohne Datenabdeckung in schwarz dargestellt sind. Die unteren Abbildungen zeigen das analysierte Feld nach der Minimierung der Kostenfunktion mit  $0 \text{ m s}^{-1}$  als Initialisierung an jedem Gitterpunkt (c) bzw. der Mehrgitterinitialisierung (d).

der Kostenfunktion berücksichtigt. Es hat sich herausgestellt, dass damit die besten Ergebnisse erzielt werden können. Zu kleinskalige Informationen sind in der Lage den lokalen Fehler zu verringern, können allerdings auch zu numerischen Schwierigkeiten, z. B. bei der Erfüllung der Kontinuitätsgleichung, führen.

Sind die Datenlücken zu groß oder gibt es auf einer Höhe gar keine Daten, so ist auch die Mehrgitterinitialisierung nicht in der Lage die fehlenden Informationen zu füllen. Am häufigsten kommt dies in den oberen Höhen vor, daher ist hier der Fehler auch mit der Mehrgitterinitialisierung groß. Die Standardabweichung (nicht gezeigt) in dem Bereich ist noch größer, was ein Hinweis darauf ist, dass der Fehler, in den Fällen, in denen Daten vorhanden sind, auch dort gering ausfallen kann.

In solchen Fällen bietet es sich an ein Hintergrundfeld zu nutzen (siehe Kapitel 4.1.3.1) und als eigenständigen Term in der Kostenfunktion zu definieren, so dass sich die in Kapitel 2.3 aufgestellte Kostenfunktion für die drei Gitterauflösungen mit der Mehrgitterinitialisierung wie folgt darstellen lässt:



**Abbildung 4.15.:** Mittlerer absoluter Fehler der Windgeschwindigkeit (links) und Windrichtung (rechts) des berechneten Windfeldes als Funktion der Höhe für die Initialisierung mit  $0 \text{ m s}^{-1}$  (schwarz) bzw. Mehrgitterinitialisierung (blau).

Gitter 1 ( $\Delta x = 50 \text{ km}$ ):

$$J = J_V + J_I + J_B \quad ;$$

Gitter 2 ( $\Delta x = 10 \text{ km}$ ):

$$J = J_V + J_I + J_B \quad ;$$

Gitter 3 ( $\Delta x = 1 \text{ km}$ ):

$$J = J_V + J_S + J_{MC} \quad .$$

#### 4.1.3.1. Einbeziehung eines Hintergrundfeldes

Als Hintergrundfeld können vorherige Analysen, ein extrapolierter Radiosondenaufstieg oder auch ein Modellfeld genutzt werden. Für das in dieser Arbeit analysierte Gebiet bietet es sich an, Vorhersagefelder des COSMO-DE Modells als Hintergrundfeld zu verwenden. Diese Felder haben eine zeitliche Auflösung von 15 Minuten und eine horizontale Gitterauflösung von  $2,8 \times 2,8 \text{ km}^2$ . Die vertikale Auflösung nimmt mit der Höhe ab. Insgesamt liegen etwa 35 Höhenlevel in den ersten 10 km über NN. Wie auch schon für die Generierung der synthetischen Daten werden die Felder bilinear auf das hier verwendete Gitter interpoliert.

Das Hintergrundfeld wird aus drei Gründen nur in den beiden groben Gitterauflösungen in der Kostenfunktion berücksichtigt: erstens ist die effektive Modellauflösung der COSMO-DE Windfelder gröber als die feinste Gitterauflösung des Analysegebietes. Zweitens ist der allgemeine Fehler der COSMO-DE Vorhersagen größer, als der mit Messdaten erreichbare. Drittens kann es vor allem in konvektiven Situationen vorkommen, dass Zellen vom Modell erkannt und vorhergesagt werden, jedoch im Vergleich zur Beobachtung falsch positioniert sind (Dahl et al., 2011).

Durch die Hinzunahme eines Hintergrundfeldes wird der im vorherigen Abschnitt gezeigte Fehler (vgl. Abbildung (4.15)) noch deutlich reduziert, da Situationen entfallen, in denen gar keine Information über das Windfeld vorliegen. Die absolute Verbesserung ist schwer vorauszusagen, da es auf die Größe der Windgeschwindigkeit sowie den Fehler der COSMO-DE Felder ankommt. Sie wird sich am stärksten in den oberen Höhenleveln bemerkbar machen, in denen die Datenabdeckung gering ist und die horizontalen Windgeschwindigkeiten häufig groß sind.

In diesem Kapitel wurde ein Modell entwickelt, das in der Lage ist, in „Echtzeit“ (Berechnungszeit  $< 5$  min) aus operationellen Daten ein dreidimensionales Windfeld innerhalb eines gesamten Volumens zu schätzen. Kern des Modells ist eine dreidimensionale Variationsanalyse (3DVAR). Bereits in Kapitel 2.3 theoretisch aufgebaut, wurde hier genauer auf die Anwendung für die in dieser Arbeit vorliegende Datenkonfiguration eingegangen. An synthetischen Daten erprobt, soll das Modell im folgenden Kapitel 4.2 an realen Daten validiert werden.

## 4.2. Modellvalidierung

In diesem Kapitel soll das zuvor entwickelte Modell validiert werden. Dabei umfasst die Modellvalidierung im Wesentlichen drei Aspekte: die Windfeldvalidierung, das Testen der Wiedergabe realistischer Energiespektren sowie die Bestimmung der effektiven Modellauflösung.

Für die Validierung des Modells wurden mit realen Daten der in Kapitel 3 beschriebenen Messinstrumente und dem zuvor aufgebauten Modell automatisiert Windfelder bestimmt. Insgesamt wurden 628 Windfelder aus einem nicht zusammenhängenden Zeitraum an 21 Tagen des Jahres 2014 analysiert. Tabelle (4.3) fasst die wichtigsten Informationen der untersuchten Zeitpunkte zusammen. Die Windinformationen stammen dabei bereits aus den Analysewindfeldern.

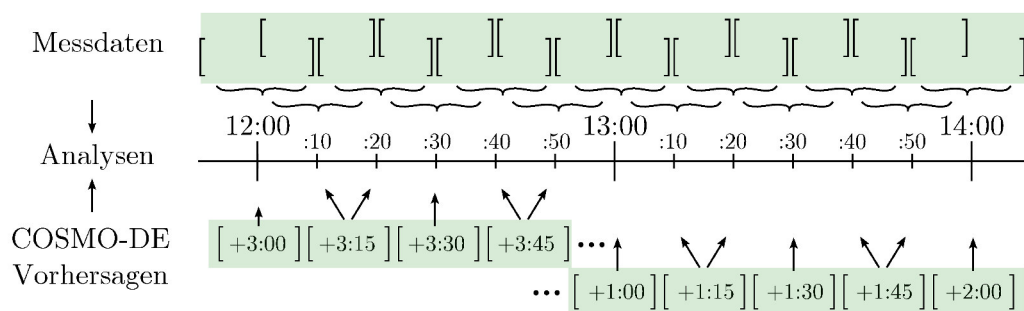
Wie auch schon für die in Kapitel 4.1 genutzten Felder, werden ebenfalls nur Wet-

Wetter	Datum	Zeit UCT von-bis	Mittel $v_h$ [m s <sup>-1</sup> ]	Max $v_h$ [m s <sup>-1</sup> ]	Mittel Richtung [°]	Mittel $\partial v_h / \partial z$ [10 <sup>-3</sup> s <sup>-1</sup> ]
Konv.	24.03.	13:10-17:00	6	16,9	103,2	1,3
Konv.	08.04.	08:10-11:50	18,4	32,5	64,9	1,9
Konv.	13.05.	08:00-15:50	9,3	28,3	89,4	2
Konv.	14.05.	13:10-14:10	8,4	17,8	144,8	2,2
Konv.	15.05.	08:10-11:40	9,1	24,4	284,5	2,6
Konv.	25.06.	10:10-12:10	15,3	30,5	89	2,2
Konv.	30.06.	10:10-15:40	13,7	35,7	108,8	2,4
Konv.	14.07.	11:00-14:50	6,7	16,4	69	1,4
Konv.	30.07.	10:10-13:50	6,4	15,4	277,5	1,2
Konv.	05.08.	10:10-14:50	8,4	27,5	47,3	2,1
Konv.	27.08.	07:10-12:20	20,6	41,5	110,6	2,9
Konv.	15.12.	10:10-15:20	18,6	33,9	67	2,1
Strat.	14.01.	11:10-15:30	18	38,7	23,5	4,1
Strat.	17.01.	07:10-14:30	26,3	57	52,4	5,4
Strat.	21.01.	07:10-16:40	4,8	17,7	127,8	1,6
Strat.	02.07.	10:40-15:20	16,2	39,1	68,8	3,3
Strat.	08.07.	10:10-16:00	13,9	25,4	356,1	2,7
Strat.	09.07.	07:50-14:20	10,8	30,9	97	3,5
Strat.	21.07.	10:10-14:40	13,2	37,7	320,6	2,7
Strat.	11.08.	07:10-08:10	19,5	39,6	57,7	3,4
Strat.	18.11.	07:10-15:00	7,5	20,9	105,5	2,1

**Tabelle 4.3.:** Tabellarische Zusammenfassung der vorliegenden Windsituationen der untersuchten Windfelder. Angegeben sind die mittlere horizontale Windgeschwindigkeit (Mittel  $v_h$ ) sowie Windrichtung (Mittel Richtung), die maximale horizontale Windgeschwindigkeit (Max  $v_h$ ) und die mittlere vertikale Windscherung (Mittel  $\partial v_h / \partial z$ ) für 21 Tage im Jahr 2014.

tersituationen gewählt, in denen Niederschlag vorhanden ist. Außerdem werden ausschließlich Zeitstempel analysiert, für die alle Radare Messungen geliefert haben. Abbildung (4.16) erläutert beispielhaft für zwei Stunden die für die Analysen genutzten Daten und Zeitpunkte. Alle 10 Minuten wird ein neues Windfeld bestimmt. Dazu werden Daten innerhalb eines Zeitfensters von  $[-10 ; +10]$  Minuten genutzt. Da die Windfelder in einem quasi-operationellen Rahmen bestimmt werden, liegen diese Daten bereits vor. Die COSMO-DE Felder, die als Hintergrund genutzt werden, stammen von Vorhersagen, die ausgehend von Reanalysedaten gestartet wurden. Diese wurden in einem 3 stündigen Intervall von 00:00 UTC gestartet und liegen in einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten vor. Um den operationellen Betrieb zu simulieren wird darauf geachtet, dass diese Vorhersagen erst etwa eine Stunde nach dem Startpunkt der Berechnung zur Verfügung stehen.

Die Validierung fokussiert sich aus zwei Gründen auf die Auswertung der horizontalen Windkomponente  $v_h$ : zum einen messen operationelle Wetterradare mit geringen Elevationswinkeln (siehe Tabelle 3.1), die Auflösung der vertikalen Komponente ist daher gering. Sie wird mit dem zuvor entwickelten Modell ausschließlich über die



**Abbildung 4.16.:** Schematische Darstellung der für die Analysen innerhalb eines beispielhaften Zeitfensters genutzten Daten.

Kontinuitätsgleichung bestimmt und gleicht Divergenzen und Konvergenzen der horizontalen Windkomponenten aus. Ihr relativer Fehler im Vergleich zur absoluten Größe ist groß. Zum anderen sind in der Anwendung, z. B. im Bereich der Luftfahrt, die beiden horizontalen Windkomponenten die bedeutenderen unter anderem aufgrund ihres größeren Betrages.

### 4.2.1. Windfeldvalidierung

Die Validierung der gewonnenen Windfelder wird durch deren direkten Vergleich zu Messdaten realisiert. Als Datenquellen fungieren Mode-S Daten, Radiosondendaten sowie die Daten eines vierten Radars, *RAHP*. Tabelle (4.2.1) listet die mit den verschiedenen Datenquellen verbundenen Messungenauigkeiten auf.

	$\sigma$ [m s <sup>-1</sup> ]
<b>Mode-S</b>	2,0 <sup>1</sup>
<b>Radiosonde</b>	0,5 <sup>2</sup>
<b>RAHP</b>	1,0 <sup>3</sup>

**Tabelle 4.4.:** Tabellarische Zusammenfassung der Messungenauigkeiten der für die Validierung der Windfelder genutzten Daten.

Mode-S Daten haben eine, im Vergleich zu Radiosonden- und Radarmessungen, hohe Messungenauigkeit, allerdings auch ein kurzes Messintervall (siehe Kapitel 2.2), so dass der Mittelwert mehrerer Messungen für den Vergleich an einem Analysepunkt betrachtet wird. Da Mode-S Daten auch in dem Modell zur Bestimmung des

<sup>1</sup>Aus: de Haan (2013)

<sup>2</sup>Im offiziellen Datenblatt der genutzten Radiosonde (Vaisala, 2013) wird eine Messungenauigkeit von 0,15 m s<sup>-1</sup>, gemessen aus der Standardabweichung zwischen zwei parallel aufgestiegenen Radiosonden, angegeben. Wie in Kapitel 3.3 erläutert, kommen jedoch durch notwendige Schätzungen bei der Bestimmung der Position der Sonde sowie des genauen Messzeitpunktes zusätzliche Unsicherheiten hinzu, die hier nur abgeschätzt werden können.

<sup>3</sup>Aus: Schroth et al. (1988). Das Radarsystem ist vergleichbar mit *POLD*.

Windfeldes genutzt werden können, werden alle Mode-S Daten, die für einen Zeitstempel verwendet werden, in zwei Gruppen aufgeteilt. Die erste Gruppe wird für die Bestimmung des Windfeldes, die zweite Gruppe zur Evaluierung des Fehlers genutzt. Als Fehlermaß wird die mittlere Abweichung (MA), zur Identifikation eines möglichen Bias, sowie die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung (MQA) der horizontalen Windgeschwindigkeiten bzw. Windrichtungen gewählt. Diese Fehlermaße werden anhand folgender, allgemeiner Formeln berechnet:

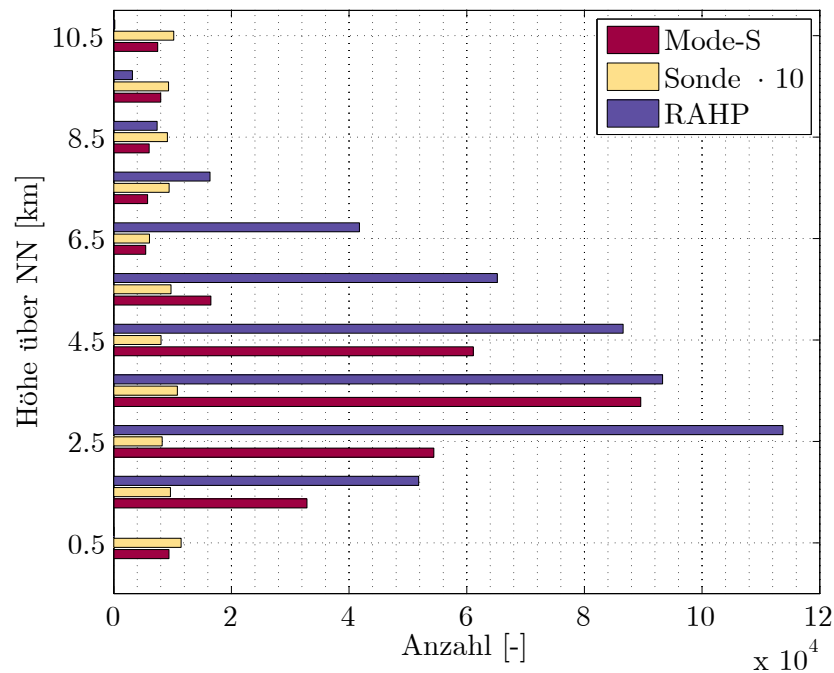
$$\text{MA} = \frac{\sum_{i=1}^N (x_{m,i} - x_{a,i})}{N} \quad (4.10)$$

$$\text{MQA} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_{m,i} - x_{a,i})^2}{N}}, \quad (4.11)$$

wobei  $N$  die Anzahl der pro berechneter Abweichung verwendeten Messdaten  $x_m$  ist und  $x_a$  die vom Modell analysierten Werte. Für die Messung  $x_m$  wird das Mittel aller Messungen in einem Ellipsoid mit horizontalem Radius von 2 km und vertikalem Radius von 0,5 km angenommen um die Messungenauigkeiten der Vergleichsdatenquellen zu relativieren. Für den Vergleich mit den Radardaten *RAHP* werden synthetische Messungen in Form von radialen Geschwindigkeiten aus den gewonnenen Windfeldern erstellt. Die Abweichung wird hier nicht für die horizontale Windrichtung und -geschwindigkeit, sondern für die radiale Geschwindigkeit angegeben.

Für den Vergleich der berechneten Abweichungen ist auch die Anzahl der Messdaten von Interesse, die für die Fehlervalidierung zur Verfügung stehen. Diese geben Aufschluss über die statistische Signifikanz des errechneten Fehlers. Abbildung (4.17) zeigt für die drei genutzten Datenquellen die Anzahl der Messdaten, die für die Validierung der 628 analysierten Windfelder genutzt werden können, in Abhängigkeit der Höhe. Die Radiosondendaten sind nur in sehr geringer Anzahl vorhanden und wurden daher aus Darstellungszwecken mit dem Faktor 10 multipliziert. Die Radiosonde, auf die sich die Daten beziehen, wird täglich gegen 10:45 UTC und 22:45 UTC in Oberschleißheim (vgl. Abbildung (3.1)) gestartet. Es liegt in den analysierten Zeiten nur maximal ein Aufstieg pro Tag vor, wobei die vertikale Datenauflösung im Durchschnitt 4 Messungen pro Kilometer beträgt. Der Vergleich der analysierten Windfelder mit den Radiosondenmessungen ist nicht repräsentativ für das gesamte Analysegebiet, da die Sonde täglich an der selben Position gestartet wird. Außerdem spielen Fluktuation und Messungenauigkeit eine große Rolle, da die Auflösung vergleichsweise gering ist.



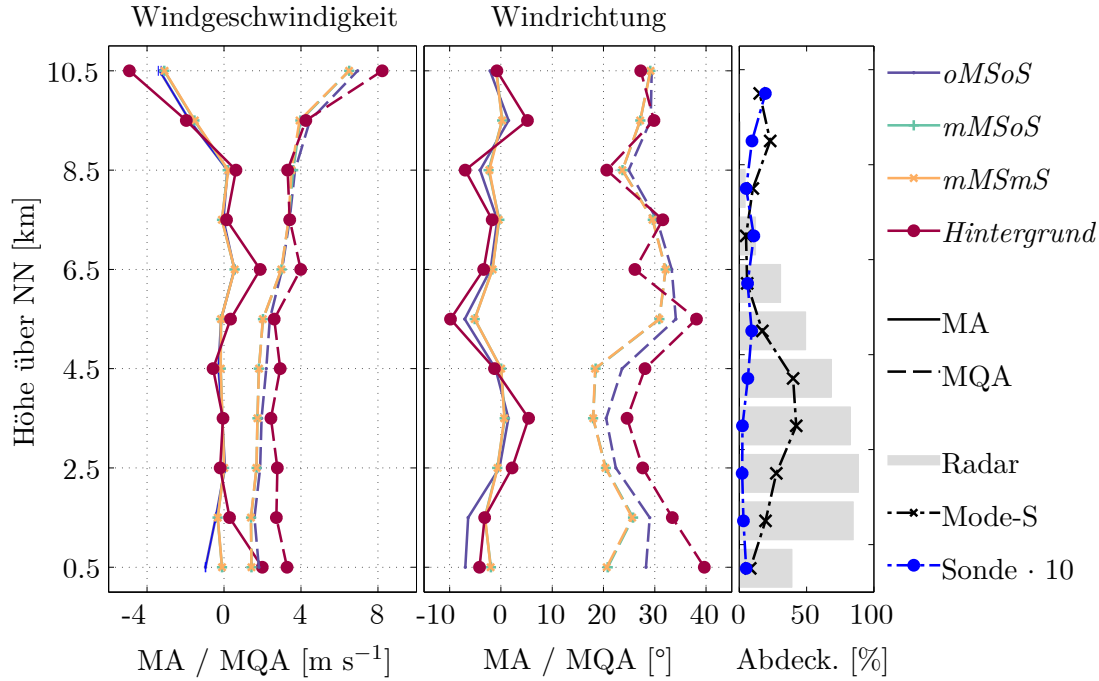


**Abbildung 4.17.:** Anzahl der Messdaten der verschiedenen Datenquellen, die für die Fehlervalidierung der 628 analysierten Windfelder genutzt werden können. Die Anzahl der Radiosondendaten (Sonde) wurde aus Darstellungszwecken mit dem Faktor 10 multipliziert.

Die Datenverfügbarkeit von Mode-S Daten und der Daten des *RAHP* ist ähnlich. In der niedrigsten Analysehöhe, stehen aufgrund seiner Entfernung zum Analysegebiet keine Daten des Radars zur Verfügung. Der Vergleich zu den Radardaten wird aus Rechenzeitgründen pro Analysetag nur für ein einziges Windfeld berechnet. Da sich die jeweilige Wettersituation innerhalb des betrachteten Zeitraumes pro Tag nicht stark verändert, kann davon ausgegangen werden, dass diese Analyse repräsentativ für den entsprechenden Tag ist.

Im Folgenden werden die Fehler einiger Sensitivitätsstudien präsentiert. Bei der Betrachtung der Fehler sollte stets die Messungengenauigkeit sowie die Datenverfügbarkeit der Vergleichsdaten im Hinterkopf behalten werden. Eine genauere Aufschlüsselung der Datenverfügbarkeit kann den Abbildungen (A.1) bis (A.3) im Anhang entnommen werden.

Als erstes wird der Einfluss von in situ Messungen (Mode-S und Radiosonde) auf die Genauigkeit der vom Modell bestimmten Windfelder evaluiert. Wie bereits erwähnt, werden dazu von den Mode-S Daten nur die Hälfte der Werte für die Bestimmung des Windfeldes genutzt. Bei den Radiosondendaten verhält es sich anders, da nur ein Datensatz pro Tag vorliegt. Hier werden alle verfügbaren Daten für die Bestimmung des Windfeldes genutzt (Auswertung *mMSmS*). Eine Fehlervalidierung mit den Daten der Radiosonde als Vergleich macht daher in diesem Fall keinen Sinn.



**Abbildung 4.18.:** Fehlervalidierung zur Untersuchung des Einflusses von in situ Messungen auf das gewonnene Windfeld. Die Fehler wurden validiert anhand von Mode-S Daten. Gezeigt wird die mittlere Abweichung sowie die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung für horizontale Windgeschwindigkeit [ $\text{m s}^{-1}$ ] und Windrichtung [ $^{\circ}$ ], aufgetragen über die Analysehöhe. Rechts: Datenabdeckung mit Radar- und in situ Daten in %.

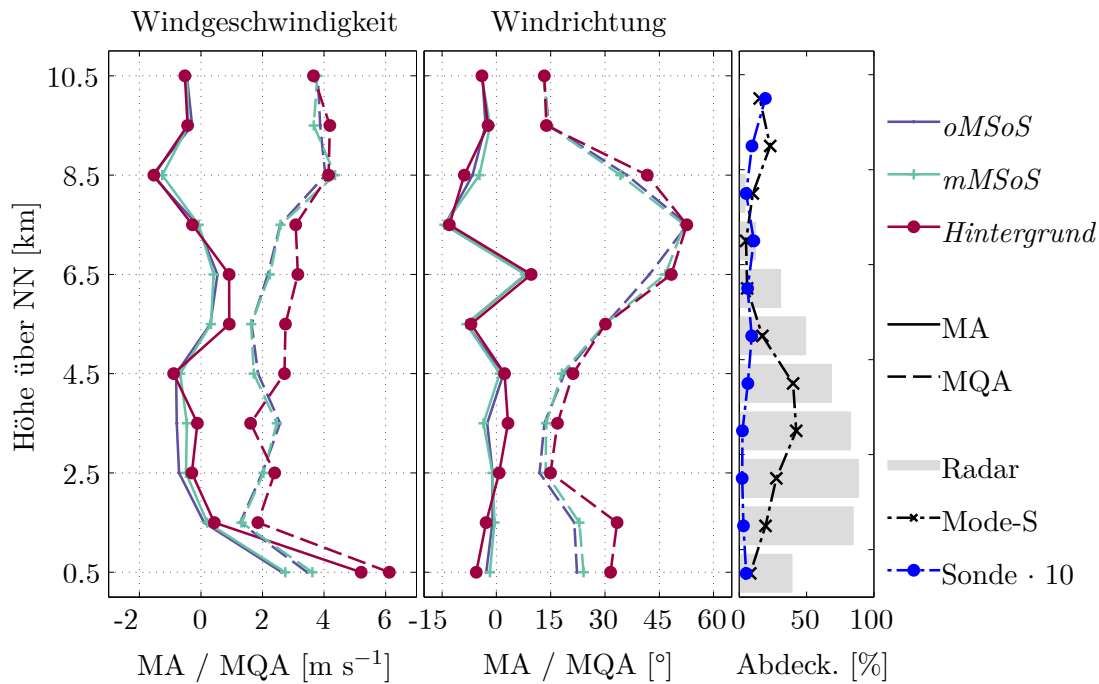
Abbildungen (4.18) bis (4.20) zeigen die Werte MA und MQA verglichen mit Mode-S, Radiosonden- und Radardaten *RAHP*. Für die Analyse einbezogen werden: nur Fernerkundungsdaten (Radar und Lidar) (Auswertung *oMSoS*, blaue Linie), Fernerkundungs- und Mode-S Daten (Auswertung *mMSoS*, türkise Linie) sowie Fernerkundungs-, Mode-S und Radiosondendaten (Auswertung *mMSmS*, orangene Linie). Außerdem wird die jeweilige Abweichung zu dem Hintergrundfeld (Auswertung *Hintergrund*, rote Linie) gezeigt.

Der Vergleich mit den Mode-S Daten (Abbildung (4.18)) suggeriert eine deutliche Verbesserung der Windfelder durch die Einbeziehung von Mode-S Daten (*mMSmS* (orangene Linie) und *mMSoS* (türkise Linie, von orange überdeckt)) in die Analyse. Wie zuvor beschrieben, wird darauf geachtet, dass nicht die selben Daten für die Bestimmung des Feldes sowie dessen Validierung verwendet werden. Dennoch ist zu bedenken, dass die Mode-S Daten, bedingt durch die Flugrouten, generell in immer gleichen Gebieten vorliegen. Das Ergebnis zeigt, dass Mode-S Daten lokal einen Einfluss auf die Genauigkeit des Windfeldes haben, inwiefern sich dieser Einfluss ausbreitet, kann durch die Fehlervalidierung anhand von Mode-S Daten nicht festgelegt werden.

Die zusätzliche Einbeziehung der Radiosondendaten (orangene Linie) scheint keinen weiteren Einfluss auf die Bestimmung der Windfelder zu haben. Es liegen sehr wenig Radiosondendaten vor, die außerdem aufgrund der Zeitdifferenz nur für einen Bruchteil der analysierten Felder in die Windfeldbestimmung mit einbezogen werden. Dass Radiosondendaten lokal einen Einfluss auf die Bestimmung eines Windfeldes haben, kann durch diese Auswertung nicht belegt werden.

Insgesamt zeigt der Vergleich mit den Mode-S Daten, dass die entwickelte Methode auch mit realen Daten in der Lage ist, das Windfeld sehr genau zu bestimmen. Die mittlere Abweichung (MA) der horizontalen Windgeschwindigkeit in den Höhen der größten Datenabdeckung, zwischen 1,5 und 4,5 km über NN, liegt für die Auswertung *oMSoS* bei  $-0,2 \text{ m s}^{-1}$  und für die Auswertungen *mMSoS* und *mMSmS* bei etwa  $-0,1 \text{ m s}^{-1}$ . Für die Windrichtung liegen die Werte bei  $-1,5^\circ$  bzw.  $-0,7^\circ$ . Die mittlere quadratische Abweichung (MQA) der Windgeschwindigkeit beträgt auf den Höhen  $1,9 \text{ m s}^{-1}$  für die Auswertung *oMSoS* und  $1,6 \text{ m s}^{-1}$  für die Auswertungen *mMSoS* und *mMSmS*. Für die Windrichtung liegen die Werte bei  $23,9^\circ$  bzw.  $20,6^\circ$ . Diese Werte sind relativ groß, dabei ist jedoch zu bedenken, dass die Richtungsabweichung uneingeschränkt für jede Windsituation berechnet wurde. In Situationen mit sehr kleinen Windvektoren äußern sich geringe Schwankungen bereits in großen Abweichungen der Windrichtung. Die MQA der Windrichtung in den Situationen mit Windgeschwindigkeiten über  $5 \text{ m s}^{-1}$  (nicht gezeigt) beträgt nur  $14,6^\circ$  bzw.  $11,6^\circ$  für die Auswertungen *mMSoS* und *mMSmS*. In den höheren Bereichen über 5,5 km über NN nähern sich die Abweichungen der Analyse den Abweichungen des Hintergrundfeldes, da die Datenabdeckung geringer wird. Um zu evaluieren mit welcher Genauigkeit diese Fehler bestimmt werden können, wird die Standardabweichung der Fehler mithilfe der Bootstrap Methode (Efron, 1979) berechnet. Aufgrund der großen Menge an Validierungsdaten (vgl. Abbildung (4.17)) liegt diese im Mittel für die Windgeschwindigkeit bei  $0,03 \text{ m s}^{-1}$ , für die Windrichtung bei  $0,4^\circ$ . Damit sind die Unterschiede in den Fehlern statistisch signifikant.

Die Radiosondendaten können nicht dazu verwendet werden, den Einfluss von Radiosondendaten auf die Analyse der Windfelder zu bestimmen, da der selbe Datensatz verwendet wird. Zwischen den Auswertungen *oMSoS* und *mMSoS* zeigt der Vergleich mit den Radiosondendaten (Abbildung (4.19)) kaum einen Unterschied. Die Abweichung bezüglich der Windrichtung ist in den Höhen zwischen 5,5 und 8,5 km über NN deutlich größer im Vergleich zu der Validierung mit Mode-S Daten (Abbildung (4.18)). Allerdings legt die ebenfalls hohe mittlere Abweichung in dem Bereich nahe, dass man hier keine allgemeingültige Aussage treffen kann. Vielmehr handelt es sich um einen Einzelfall der untersuchten Tage, der bedingt durch die geringe Datenverfügbarkeit der Radiosondendaten hoch ins Gewicht fällt. Da eben-

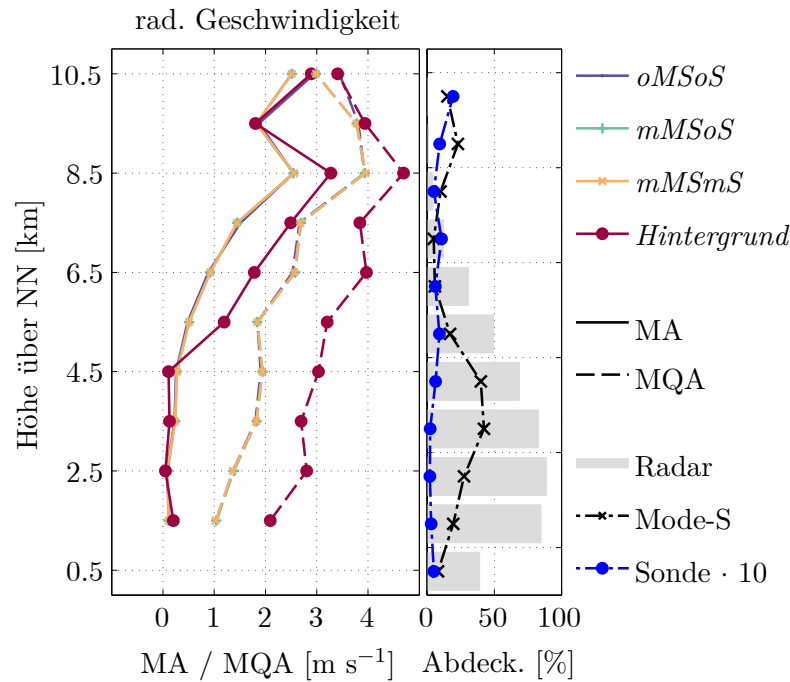


**Abbildung 4.19.:** Abbildung wie (4.18). Die Fehler wurden validiert anhand von Radiosondendaten.

falls das Hintergrundfeld diese hohe Abweichung aufweist, liegen vermutlich kaum Radar- bzw. Mode-S Daten in dem Bereich vor und somit die Analyse nah am Hintergrundfeld.

Allgemein ist es schwierig eine Schlussfolgerung aus dem Vergleich mit den Radiosondendaten zu ziehen, da die Auswertung sehr lokal ist (vgl. Abbildung (A.2)) und auch nicht alle bestimmten Windfelder einschließt, sondern nur Tage, in denen Windfelder zwischen 11:00 und 12:00 UCT analysiert werden können (siehe Tabelle (4.3)).

Die mit *RAHP* berechnete Abweichung zwischen gemessenen und simulierten radialen Geschwindigkeiten (Abbildung (4.20)) zeigt ebenfalls keinen Unterschied zwischen den Windfeldern, bei deren Bestimmung in situ Daten einbezogen wurden und denen, die ohne in situ Daten bestimmt wurden. Dies kann daran liegen, dass von dem Radar hauptsächlich Messungen in Gebieten (namentlich in Niederschlagsgebieten) vorliegen, in denen auch für die Bestimmung der Windfelder Radardaten vorgelegen haben, die gegenüber den Mode-S Daten den höheren Einfluss haben. Allgemein ist auch hier in den ersten Höhenleveln die mittlere Abweichung (um  $0 \text{ m s}^{-1}$ ) sowie die mittlere quadratische Abweichung (zwischen  $1 \text{ m s}^{-1}$  und  $2 \text{ m s}^{-1}$ ) sehr gering. Sie steigt mit zunehmender Höhe auf  $2 \text{ m s}^{-1}$  bzw.  $4 \text{ m s}^{-1}$ , wo sich die analysierten Windfelder aufgrund geringerer Datendichte immer mehr dem Hintergrundfeld annähern.



**Abbildung 4.20.:** Abbildung wie (4.18). Die Fehler wurden validiert anhand von Radardaten (*RAHP*).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die analysierten Windfelder in den Höhen mit guter Radarabdeckung einen geringen Fehler aufweisen (MQA zwischen  $1 \text{ m s}^{-1}$  und  $2 \text{ m s}^{-1}$ ). Je nachdem welche Datenquelle für den Vergleich herangezogen wird, werden andere Teile des Analysegebietes betrachtet, so dass sich die Fehler unterscheiden. Die Radiosondendaten sind für den Vergleich des generellen Fehlers sowie für Sensitivitätsstudien eher ungeeignet, da sie nur einen Bruchteil des Gebietes sowie einen Bruchteil der Wettersituationen mit einbeziehen. Die weiteren Auswertungen mit den Radiosondendaten werden daher hier nicht mehr explizit aufgeführt. Mode-S und Radardaten ergänzen sich dagegen recht gut für die Validierung.

Mit Sicherheit lässt sich sagen, dass bei der vorliegenden Datenabdeckung und dem Vorhandensein eines Hintergrundfeldes, der Nutzen der Radiosondendaten für die Bestimmung des Windfeldes sehr gering ausfällt. Der Nutzen der Mode-S Daten in der Analyse ist schwer einzuschätzen. Mode-S Daten scheinen punktuell den Fehler zu verringern, liegen jedoch an den selben Gitterpunkten ebenfalls Radardaten vor, so haben Mode-S Daten annähernd keinen Einfluss auf die Bestimmung des Windfeldes (vgl. Abbildung (4.20)).

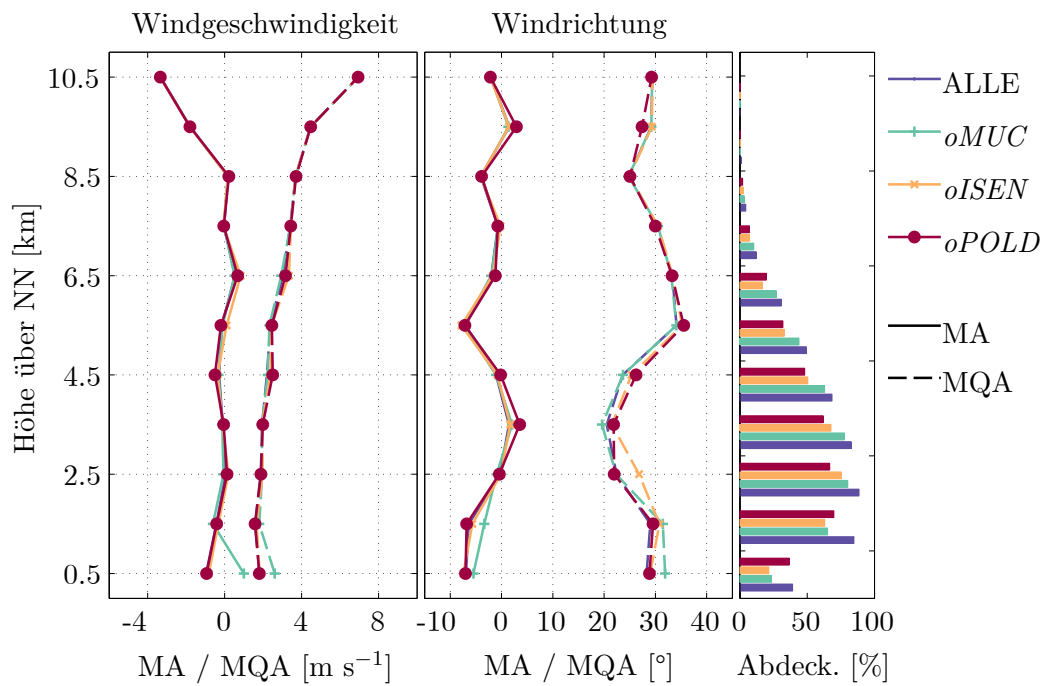
Im Folgenden wird der Einfluss der verschiedenen Radare auf die Bestimmung der Windfelder untersucht. Dazu werden Analysen der Windfelder unter Ausschluss eines Radars bzw. unter Ausschluss von zwei Radaren gemacht. Mode-S oder Radiosonden Daten werden bei dieser Untersuchung nicht in die Bestimmung der Windfelder einbezogen. Sofern die Daten des Systems am Münchner Flughafen einbezogen

oder ausgeschlossen werden, handelt es sich immer sowohl um die Radar- als auch die Lidardaten (im Folgenden: *MUC*). Sofern mindestens zwei Radare für die Analyse genutzt werden, ändert sich nichts an der Interpolation bzw. Qualitätskontrolle der Daten nach der Interpolation zu der in Kapitel 4.1.3.1 beschriebenen Methodik. Bei den Analysen mit nur einem Radar werden die Schranken für den Ausschluss der Windinformation einzelner Gitterpunkte in der Minimierung der Kostenfunktion nach unten korrigiert, da ansonsten zu wenig Gitterpunkte mit einbezogen werden. Die neuen Schranken lauten:

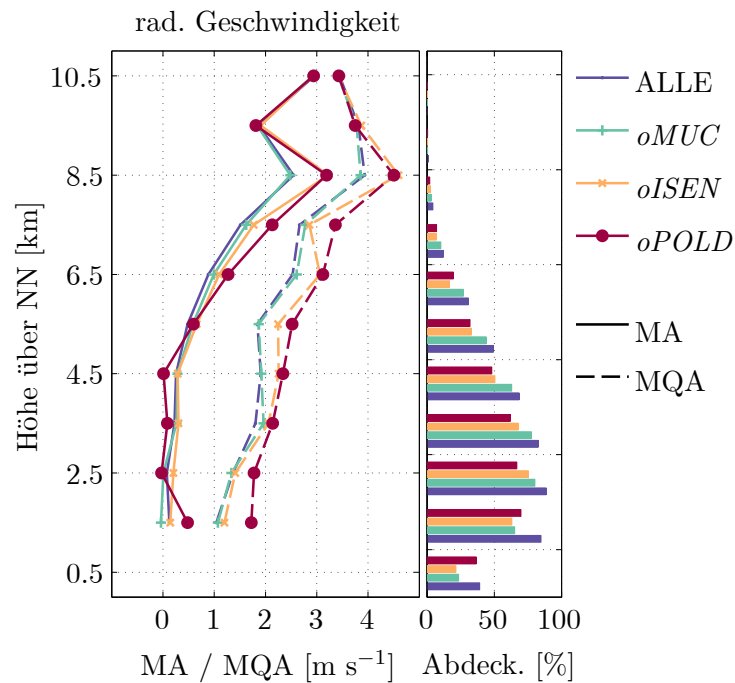
$$\begin{aligned} a_1 & \stackrel{!}{\geq} 0,005 \\ d_{\text{num}} & \stackrel{!}{\geq} 5 \\ \chi^2 & \stackrel{!}{\leq} 10 \quad . \end{aligned}$$

Abbildungen (4.21) bis (4.24) zeigen die Vergleiche der analysierten Windfelder zu Mode-S Daten und *RAHP* Daten. Außerdem abgebildet ist die Datenabdeckung auf den einzelnen Höhenleveln in %. Je nachdem, welcher Datensatz zum Vergleich herangezogen wird, unterscheiden sich die Ergebnisse. Unter Berücksichtigung der räumlichen Verteilung der Datenverfügbarkeit (siehe Abbildungen (A.1) bis (A.3)) entstehen dennoch einige Erkenntnisse. Mit den *RAHP* Daten wird das Windfeld hauptsächlich im südwestlichen Randgebiet untersucht. Mit zunehmender Analysehöhe breitet sich die Datenverfügbarkeit konzentrisch in die Mitte des Gebietes aus. Mit den Mode-S Daten wird das Windfeld in den unteren Höhenleveln hauptsächlich in der Mitte des Gebietes, um den Flughafen herum, analysiert. Ab 3,5 km über NN wird ein größerer Teil des Analysegebietes betrachtet.

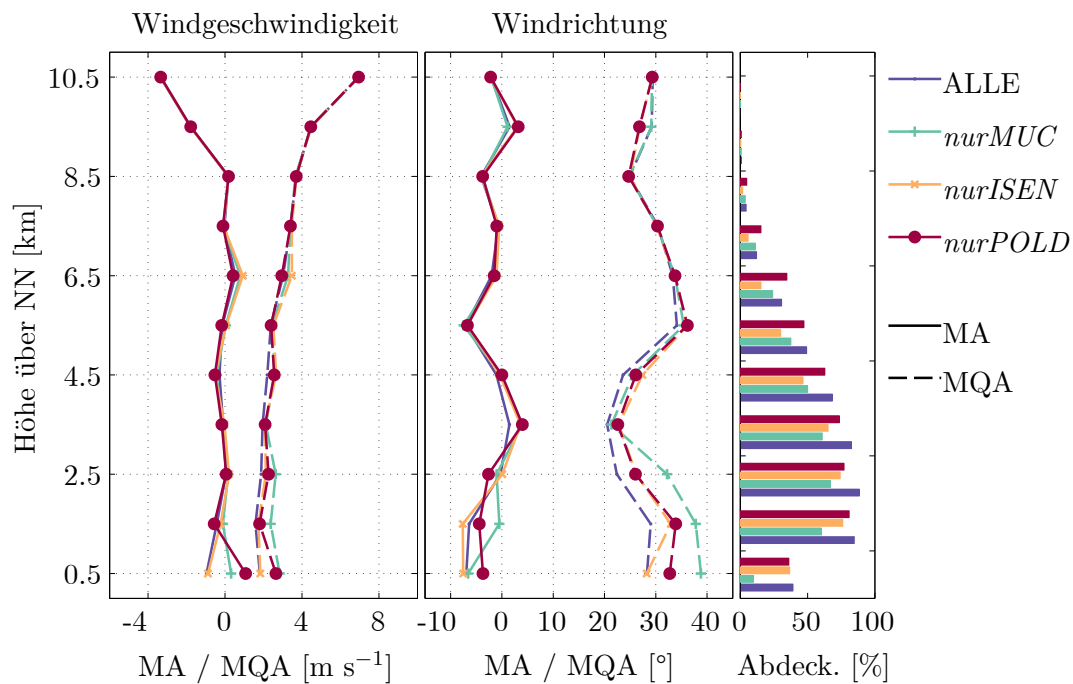
Der Wegfall von *MUC* (Auswertung *oMUC*) beeinflusst das Windfeld vor allem in den unteren Höhenleveln direkt am Flughafen und um den Flughafen herum. Dies ist im Vergleich zu den Mode-S Messungen erkennbar. Der Wegfall von *POLD* (Auswertung *oPOLD*) beeinflusst dagegen die Bestimmung des Windfeldes im Südwesten am meisten, was im Vergleich mit den *RAHP* Daten zu sehen ist. Nicht sofort ersichtlich ist jedoch, warum der Wegfall von *MUC* das Windfeld beim Vergleich mit den *RAHP* Daten und auch beim Vergleich mit den Mode-S Daten ab einer Höhe von 3,5 km über NN gar nicht zu beeinflussen scheint. Dies wird erst klar, wenn man die erwartete Windfeldgenauigkeit für eine Datenkonfiguration mit den beiden Systemen *POLD* und *ISEN* betrachtet. Analog zu Abbildung (4.4) ergibt sich Abbildung (4.25). Der Eigenvektor zu  $a_1$  ist die Richtung, in welcher das Wind-



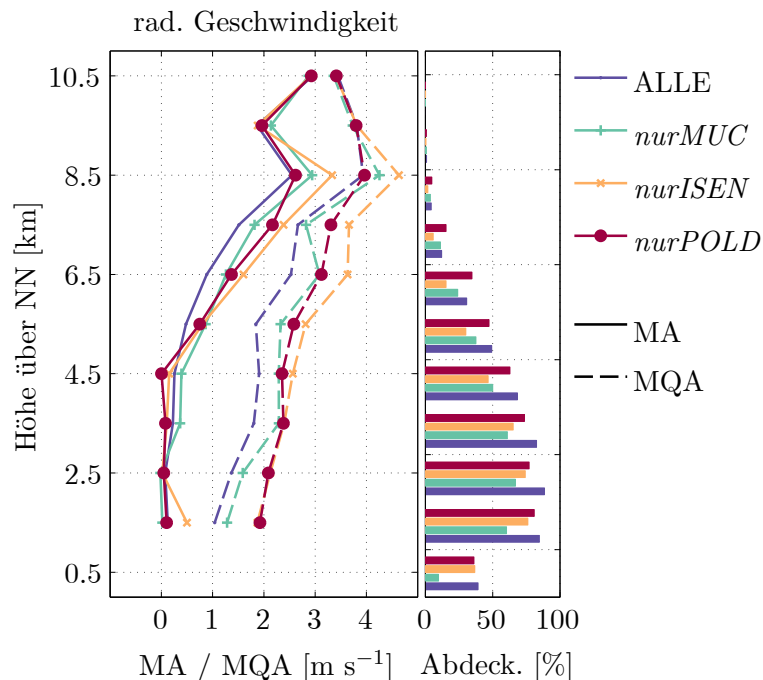
**Abbildung 4.21.:** Abbildung wie 4.18 zur Untersuchung des Einflusses des Ausschlusses unterschiedlicher Radare auf das gewonnene Windfeld. Die Fehler wurden validiert anhand von Mode-S Daten.



**Abbildung 4.22.:** Abbildung wie (4.20) zur Untersuchung des Einflusses des Ausschlusses unterschiedlicher Radare auf das gewonnene Windfeld. Die Fehler wurden validiert anhand von RAHP Daten.

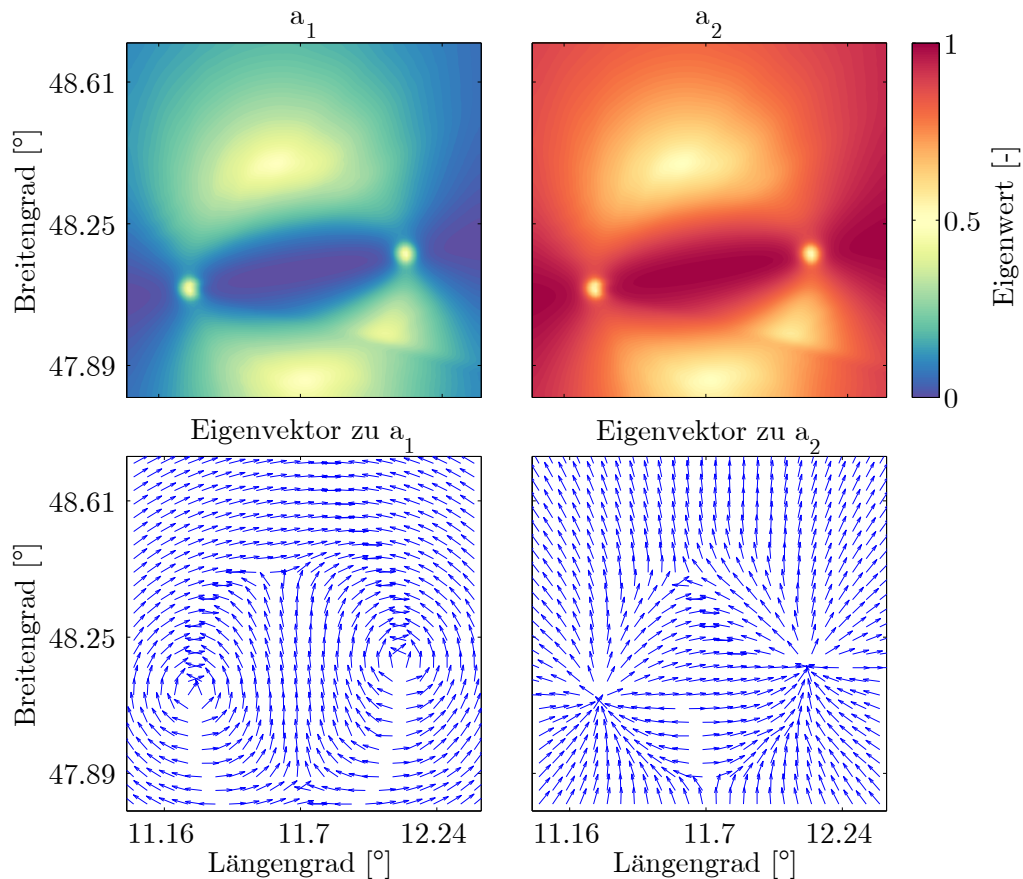


**Abbildung 4.23.:** Abbildung wie (4.18) zur Untersuchung des Einflusses der Verwendung unterschiedlicher Radare auf das gewonnene Windfeld. Die Fehler wurden validiert anhand von Mode-S Daten.



**Abbildung 4.24.:** Abbildung wie (4.20) zur Untersuchung des Einflusses der Verwendung unterschiedlicher Radare auf das gewonnene Windfeld. Die Fehler wurden validiert anhand von RAHP Daten.





**Abbildung 4.25.:** Darstellung der Eigenwerte und Eigenvektoren am Boden für eine Konfiguration ohne das Radar-/Lidarsystem *MUC* am Münchner Flughafen. Die Eigenwerte sind ein direktes Maß der Unsicherheit für die Komponente in Richtung des dazugehörigen Eigenvektors.

feld am ungenauesten bestimmt werden kann. Der dazugehörige Eigenwert  $a_1$  ist ein Maß zur Abschätzung des Fehlers dieser Komponente. Durch die günstige Position der beiden verbleibenden Systeme im Bezug zum Analysegebiet gibt es nur wenige Regionen, in denen selbst bei der ungenau zu bestimmenden Komponente des horizontalen Windfeldes ein großer Fehler zu erwarten wäre. Bei guter Datenabdeckung der beiden anderen Systeme verbessert *MUC* das Windfeld kaum.

Insgesamt lässt sich positiv feststellen, dass sich auch mit nur zwei Radaren das Windfeld genau bestimmen lässt. Bei der Bestimmung des Windfeldes mit nur einem Radar (Auswertungen *nur*) sinkt die Genauigkeit insbesondere in Niederschlagsgebieten, in denen Radardaten zur Verfügung stehen (vgl. Abbildung (4.24)). Die Abweichung liegt aber dennoch deutlich unter der Abweichung des Hintergrundfeldes (vgl. Abbildung (4.20)). Insgesamt ist das entwickelte Modell mit den zusätzlichen Termen in der Kostenfunktion wie dem Glättungsterm und der Kontinuitätsgleichung jedoch in der Lage selbst mit einer geringeren Datenabdeckung ein realistisches Windfeld zu bestimmen.

Neben dem Einfluss von in situ Daten bzw. unterschiedlichen Radardaten wurde der Einfluss der Lidardaten auf die berechneten Windfelder evaluiert (nicht gezeigt). Hier zeigt sich lediglich in dem Vergleich mit Mode-S Daten auf dem untersten Höhenlevel eine geringe Verringerung der MQA, wenn Lidardaten in die Bestimmung des Windfeldes mit einbezogen wurden ( $1,81 \text{ m s}^{-1}$  im Vergleich zu  $1,96 \text{ m s}^{-1}$ ). Die Lidardaten haben eine sehr geringe Reichweite. Vor allem bei Niederschlag wird die Energie des Lidars durch die Reflektion und Streuung an den großen Niederschlagsteilchen schnell absorbiert. Der Nutzen von Lidarsystemen liegt in der Bestimmung des Windes in niederschlagsfreien Situationen. Dafür sollte das Analysegebiet kleiner gewählt werden und das Gitter feiner aufgelöst. Weitere Untersuchungen in diese Richtung wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht gemacht, sind jedoch für weitere Forschung durchaus für viele Anwendungen von Interesse.

#### 4.2.2. Wiedergabe der Energiespektren

Die sinnvolle Wiedergabe physikalischer Eigenschaften eines Modells ist wichtig, um aus den Auswertungen des Modells Rückschlüsse über die Dynamik der beobachteten Phänomene ziehen zu können. Für das Windfeld können wichtige physikalische Eigenschaften anhand der kinetischen Energie, genauer der Energiemenge im Feld sowie deren Abnahme bestimmt werden. Vielfach wurde versucht das Energiedichtespektrum der Atmosphäre theoretisch zu beschreiben. Nastrom & Gage (1985) berechneten Energiespektren der Atmosphäre anhand von 6900 Windmessreihen kommerzieller Flugzeuge in den Jahren 1975-1979. Die berechneten Energiespektren zeigten alle einen ähnlichen Verlauf und konnten im Bereich weniger Kilometer bis einiger hundert Kilometer Wellenlänge am besten durch eine Kurve mit der Steigung  $k^{-5/3}$  dargestellt werden, wobei  $k$  die Wellenzahl ist. Jedoch zeigten sich leichte Unterschiede zwischen der Troposphäre und Stratosphäre, zwischen unterschiedlichen Breitengraden und Jahreszeiten sowie ob die Messung über Land oder über See aufgenommen wurde. Diese Unterschiede äußerten sich in einer Bandbreite der Exponenten von  $k^{-1.55}$  bis  $k^{-1.9}$ . Die Steigung von  $k^{-5/3}$  wurde auch von anderer Seite schon vielfach nachgewiesen (u.a. in Lilly & Petersen, 1983; Vinnichenko, 1970; Balsley & Carter, 1982; Cho et al., 1999), jedoch wird auch immer wieder die Abhängigkeit des Energiedichtespektrums von der jeweiligen Situation betont (siehe z. B. Bacmeister et al., 1996; Skamarock, 2004; Cho et al., 1999). Lindborg (1999) hat an ein Datenset bestehend aus 5754 Flügen aus den Jahren 1994 bis 1997 theoretische Funktionen angepasst. Diese waren sehr gut dazu in der Lage, das gemessene Spektrum der kinetischen Energie wiederzugeben und passten darüber hinaus auch auf die Messungen aus anderen Veröffentlichungen (z. B. Nastrom & Gage, 1985).

Allgemein ist es schwierig Spektren in Gebieten ohne periodische Randbedingungen zu berechnen. Im Folgenden wird der Methodik von Skamarock (2004) gefolgt, um ausgehend von dem dreidimensionalen Windfeld ein eindimensionales Spektrum zu berechnen. Es werden auf unterschiedlichen Höhenleveln die horizontalen Felder der zonalen und meridionalen Windkomponente verwendet. Auf eindimensionalen Geraden entlang der Ost-West- sowie der Nord-Süd-Richtung werden lineare Trends von den Daten subtrahiert (nach Errico, 1985) und die Daten anschließend mit einer Diskreten Fouriertransformation in Amplitude und Phase zerlegt. Das Energiedichtespektrum  $S$  berechnet sich wie folgt:

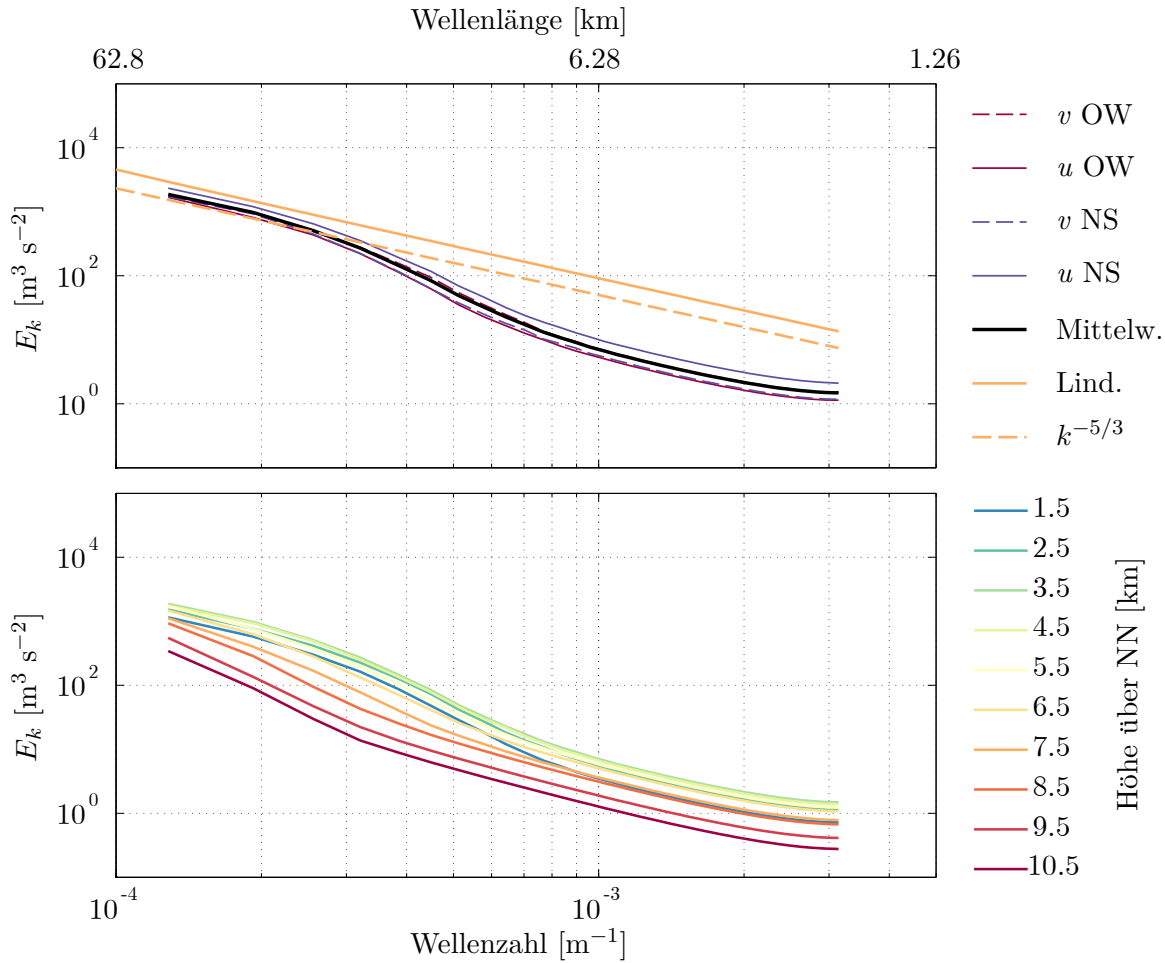
$$S = \frac{\Delta r}{2\pi N} \left| F[k] \right|^2, \quad (4.12)$$

wobei  $\Delta r$  die räumliche Auflösung der Daten (z. B. die Gitterauflösung),  $N$  die Anzahl der Datenpunkte und  $F[k]$  die Fouriertransformierte nach Gleichung (2.37) ist. Abschließend wird über alle Spektren in Ost-West-Richtung von Nord nach Süd gemittelt sowie über die Spektren in Nord-Süd-Richtung von Ost nach West.

Nach der Trendbereinigung sind die Daten noch nicht periodisch an den Rändern, was zu Fehlern in der Berechnung der Energie führen kann. Um dies zu vermeiden, können sogenannte Fensterfunktionen (z. B. das Hann Fenster (siehe Blackman, 1959)) verwendet werden, um die Periodizität an den Rändern der Daten zu erzwingen. Skamarock (2004) hat jedoch gezeigt, dass die Berechnung des Durchschnitts einer Vielzahl von Spektren die durch nichtperiodische Randbedingungen bedingten Fehler heraus mittelt. Somit wird hier auf die Verwendung einer Fensterfunktion verzichtet.

Abbildung (4.26) zeigt die aus den Analysen berechneten Energiespektren. In der oberen Abbildung sind die gemittelten Energiespektren der beiden horizontalen Geschwindigkeitskomponenten in Ost-West- sowie Nord-Süd-Richtung eingetragen, zusammen mit dem an Messungen angepassten Spektrum von Lindborg (1999) und einer Kurve mit der Steigung  $k^{-5/3}$ . In der unteren Abbildung sind über beide Komponenten und Richtungen gemittelte Energiespektren aus den verschiedenen Höhen dargestellt.

Das von Lindborg (1999) beschriebene Spektrum passt sehr gut zu der auch in anderen Veröffentlichungen gefundenen Steigung von  $k^{-5/3}$ . Das berechnete Spektrum aus den Windfeldanalysen zeigt eine deutlich steilere Steigung im Vergleich zum Lindborg-Spektrum, außerdem einen geringen Versatz hin zu kleineren Energien und einen gekrümmten Verlauf. Nastrom & Gage (1985) und Skamarock (2004) betonen, dass das Energiedichtespektrum abhängig ist von der geographischen Breite, der



**Abbildung 4.26.:** Mittleres Energiedichtespektrum  $E_k$  aller 628 analysierter Windfelder aus 21 Tagen im Jahr 2014. Oben: das Energiedichtespektrum der zonalen sowie meridionalen Windkomponente in Ost-West- bzw. Nord-Süd-Richtung, zusammen mit dem an Messungen angepassten Spektrum von Lindborg (1999) und einer Gerade mit der Steigung proportional zur Wellenzahl  $k^{-5/3}$ . Unten: gemitteltes Energiedichtespektrum beider horizontaler Geschwindigkeitskomponenten auf den verschiedenen Höhenleveln.

Höhe, der Wettersituation und vielen anderen Faktoren. So wurden z. B. die Messdaten, die für das Lindborg-Spektrum genutzt wurden, hauptsächlich im Bereich der Tropopause aufgezeichnet und in südlicheren Gebieten. Aus diesen Gründen ist es nicht uneingeschränkt möglich, Schlussfolgerungen aus der Abweichung von den Spektren der Analysewindfelder zu den theoretischen Spektren in Abbildung (4.26) zu ziehen. Um zu evaluieren, wie gut das Modell die Realität wiedergibt, ist es am sinnvollsten, direkt mit Windmessungen zu validieren. Dazu können die zur Windfeldbestimmung verwendeten Radardaten genutzt werden. Sie sind räumlich hoch aufgelöst und decken einen Großteil des Analysegebietes ab.

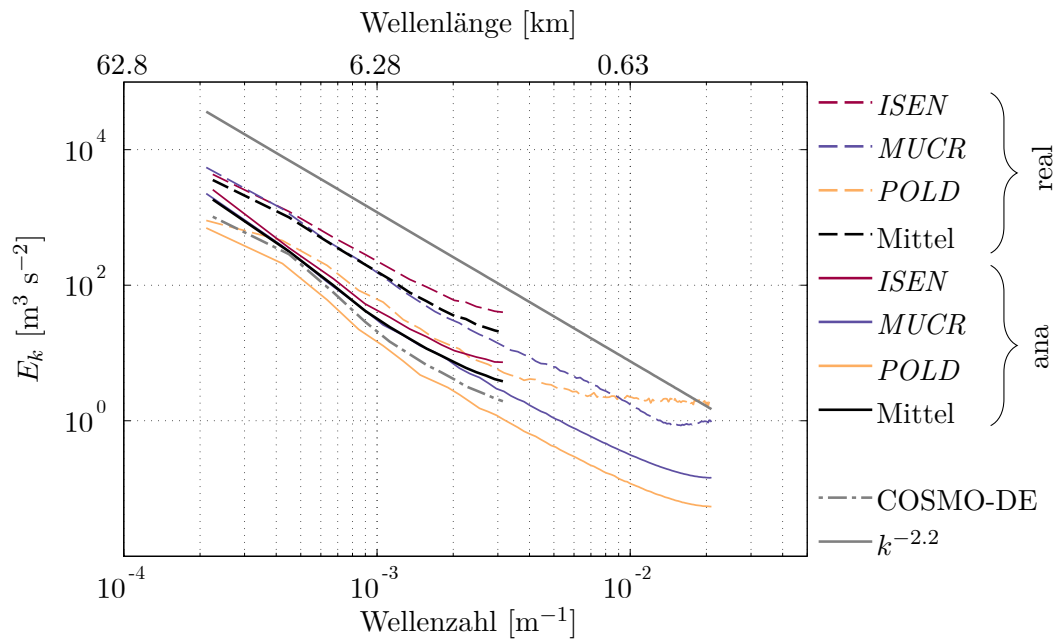
Abbildung (4.27) zeigt die gemittelten Energiespektren der gemessenen (gestrichelte Linien) und aus den Analysen simulierten (durchgehende Linien) radialen Geschwindigkeiten, aufgelöst nach den einzelnen Radaren sowie über alle Radare gemittelt.

Für die Auswertung wurden die Messungen einzelner Radarstrahlen genutzt und zwar ausschließlich dann, wenn diese mindestens 30 km lückenlose Datenabdeckung aufweisen können und innerhalb des Analysegebietes liegen. Entlang des Strahles wurden, mit dem analysierten Windfeld zum entsprechenden Zeitpunkt, Messungen radialer Geschwindigkeit simuliert und für die Auswertung der simulierten radialen Geschwindigkeiten genutzt. So wird gewährleistet, dass in beiden Fällen gleiche Situationen betrachtet werden. Es muss jedoch bedacht werden, dass auf diese Weise ausschließlich Gebiete betrachtet werden, in denen für die Bestimmung der Windfelder Daten vorgelegen haben und zwar die selben Daten, die nun auch für den Vergleich der Energiespektren herangezogen werden. Außerdem dargestellt ist das entsprechende mittlere Energiespektrum der genutzten Hintergrundfelder (Vorhersagefelder des COSMO-DE Wettermodells) sowie eine theoretische Kurve mit der Steigung proportional zur Wellenzahl  $k^{-2,2}$ .

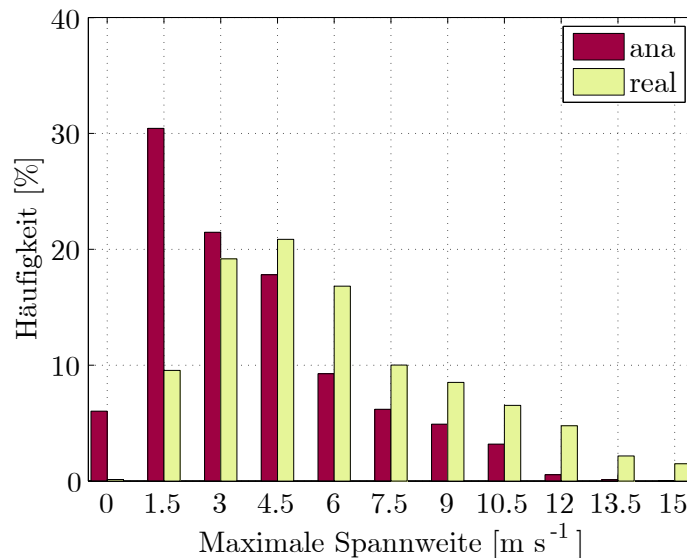
Die Spektren der Messung werden durch die Steigung  $k^{-2,2}$  deutlich besser wiedergegeben wie durch die flachere Steigung  $k^{-5/3}$  (vgl. Abbildung (4.26)). Interessant ist, dass alle drei Radare ein unterschiedliches Energiedichtespektrum aufweisen. Dies muss nicht zwangsläufig etwas mit den Systemen an sich zu tun haben, sondern kann auch dadurch entstehen, dass unterschiedliche Blickrichtungen und teilweise auch unterschiedliche Wettersituationen analysiert worden sind. Die Daten wurden nur anhand der beiden zuvor genannten Bedingungen (30 km lückenlose Datenabdeckung und innerhalb des Analysegebiet liegend) ausgewählt. Nicht betrachtet wurde die Tatsache, ob für jede Messung des einen Radares auch Messungen der anderen beiden Radare gefunden werden konnten.

Der Verlauf des Spektrums, die Abnahme der Energie, scheint durch das Modell gut dargestellt zu werden. Der Betrag der Energie in den Analysefeldern ist allerdings um den Faktor 3 kleiner, als durch die Messungen errechnet. Schaut man sich die Verteilung der maximalen Spannweite (Maximalwert - Minimalwert) innerhalb der analysierten Sequenzen radialer Geschwindigkeit an (Abbildung (4.28)), so sieht man eine deutliche Verschiebung bei den mit den Analysewindfeldern simulierten radialen Geschwindigkeiten (ana) hin zu kleineren Werten verglichen mit den gemessenen radialen Geschwindigkeiten (real).

Das Modell nimmt Energie aus den Messdaten auf allen Wellenlängen. Üblicherweise wird dieser Energieabfall bei Wettermodellen eher bei kleinen Wellenlängen beobachtet (Skamarock, 2004). Dies kommt durch Glättungsterme, die in den Modellen implementiert sind, um Sprünge und daraus entstehende numerische Instabilität zu vermeiden. Unterschiedliche Glättungsfunktionen haben dabei unterschiedlichen Einfluss auf das Energiedichtespektrum. Je höher die Ordnung der Glättung, desto



**Abbildung 4.27.:** Mittleres Energiedichtespektrum  $E_k$  der gemessenen und aus den Analysen simulierten radialen Geschwindigkeiten, aufgelöst nach den verwendeten Radaren. Ebenfalls dargestellt ist das entsprechende mittlere Energiespektrum der genutzten Hintergrundfelder (COSMO-DE) sowie eine Kurve mit einer Steigung proportional zur Wellenzahl  $k^{-2,2}$ , welche den Verlauf aller Spektren gut wiedergibt.



**Abbildung 4.28.:** Verteilung der maximalen Spannweite (Maximalwert - Minimalwert) in  $\text{m s}^{-1}$  innerhalb mehrerer 30 km langen Sequenzen radialer Geschwindigkeit. Die Spannweiten sind dargestellt für die gemessenen sowie die aus den vom Modell bestimmten simulierten radialen Geschwindigkeiten.

skalensensitiver ist sie. Eine Glättung vierter Ordnung dämpft weniger Energie im Bereich größerer Wellenlängen als eine Glättung zweiter Ordnung.

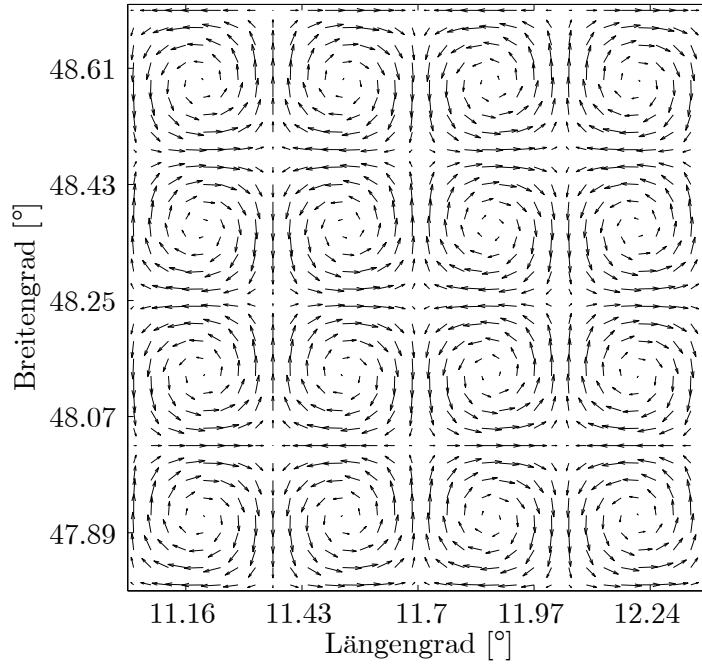
Dass hier die Energie auf allen Wellenlängen geringer ausfällt, lässt sich evtl. mit der Minimierung der Kostenfunktion erklären. Um die Massenerhaltung als starke Bedingung auf dem gesamten Feld zu erfüllen, wurde die Minimierung der Kostenfunktion aufgeteilt in eine äußere und eine innere Schleife (vgl. Kapitel (2.3)). Das Feld durchläuft nicht nur einmal die Minimierung mit der Methode konjugierter Gradienten, sondern im Mittel 45 mal. Dabei wird die Glättung des Feldes nicht gestoppt, sondern liefert ständig einen geringen Beitrag zur Kostenfunktion und den Gradienten. So kann sich die Glättung ausbreiten und auch auf große Wellenlängen auswirken. Im Vergleich zu den genutzten Hintergrundfeldern (COSMO-DE Vorhersagefelder) wird die Energie der betrachteten Wellenlängen durch das entwickelte Modell jedoch im Mittel um den Faktor 1,7 weniger gedämpft (siehe Abbildung (4.27)).

Oftmals wird auch die effektive Modellauflösung anhand des Energiedichtespektrums als die Wellenlänge abgeschätzt, ab der das Energiedichtespektrum von einem theoretisch angenommenen Verlauf (z. B. einer Kurve mit der Steigung  $k^{-5/3}$  oder dem Lindborg-Spektrum) abweicht (Skamarock, 2004). Diese Definition lässt sich hier jedoch nicht anwenden, da dieser Punkt nicht eindeutig gesetzt werden kann. Um die effektive Modellauflösung zu bestimmen, wird deswegen erneut auf synthetische Daten zurückgegriffen.

### 4.2.3. Effektive Modellauflösung

Die effektive Modellauflösung kann sich deutlich von der eigentlichen Gitterauflösung unterscheiden. Sie ist meist gröber, bedingt durch Interpolation sowie die Anwendung von Glättungstermen und anderen Methoden, die dazu beitragen Informationen von einem Gitterpunkt auf die umliegenden zu verbreiten.

Um die effektive Modellauflösung des in Kapitel 2.3 und 4.1 entwickelten Modells zur Bestimmung des dreidimensionalen Windfeldes abzuschätzen, werden synthetische Windfelder mit fest definierten Wellenlängen genutzt. Ähnlich der Taylor-Green Wirbel (Taylor & Green, 1937), welche die inkompressible Kontinuitätsgleichung nach Gleichung (2.24) erfüllen, ergeben sich die Komponenten dieser Windfelder aus einer Überlagerung von Sinus- und Cosinusfunktionen, nach den folgenden Formeln:



**Abbildung 4.29.:** Beispielhaftes, synthetisches Windfeld für die Bestimmung der effektiven Modellauflösung. Die Komponenten des Windfeldes ergeben sich aus einer Überlagerung von Sinus- und Kosinusfunktionen. Dargestellt ist das Windfeld für eine Wellenlänge von 50 km.

$$u(x, y) = A \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda}y\right) \quad (4.13)$$

$$v(x, y) = -A \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}y\right) \quad , \quad (4.14)$$

wobei  $\lambda$  die Wellenlänge und  $A$  die Amplitude ist.

Für eine Wellenlänge von 50 km zeigt Abbildung (4.29) das synthetische Windfeld. Es bilden sich konzentrisch, in der Horizontalen rotierende Wirbel. Über die Höhe bleibt das Feld konstant. Für die Generierung verschiedener Felder werden sowohl Amplitude (im Bereich  $1 \text{ m s}^{-1}$  bis  $9 \text{ m s}^{-1}$ ) als auch Wellenlänge (im Bereich 4 km bis 50 km) variiert.

Aus den erzeugten Windfeldern werden analog zu Kapitel 4.1.1 Messungen simuliert. Dazu wird die Datenabdeckung nicht eingeschränkt, allerdings werden die simulierten Messungen mit einem normalverteilten, zufälligen Messfehler mit einem Mittelwert von  $\mu = 0 \text{ m s}^{-1}$  und einer Standardabweichung von  $\sigma_0 = 1,0 \text{ m s}^{-1}$  belegt. Mit dem entwickelten Modell werden aus den simulierten Radarmessungen Windfelder gewonnen. Dazu werden neben den Radardaten keine weiteren Daten verwendet, da das sporadische Auftreten von in situ Messungen zum einen nur schwer repräsenta-

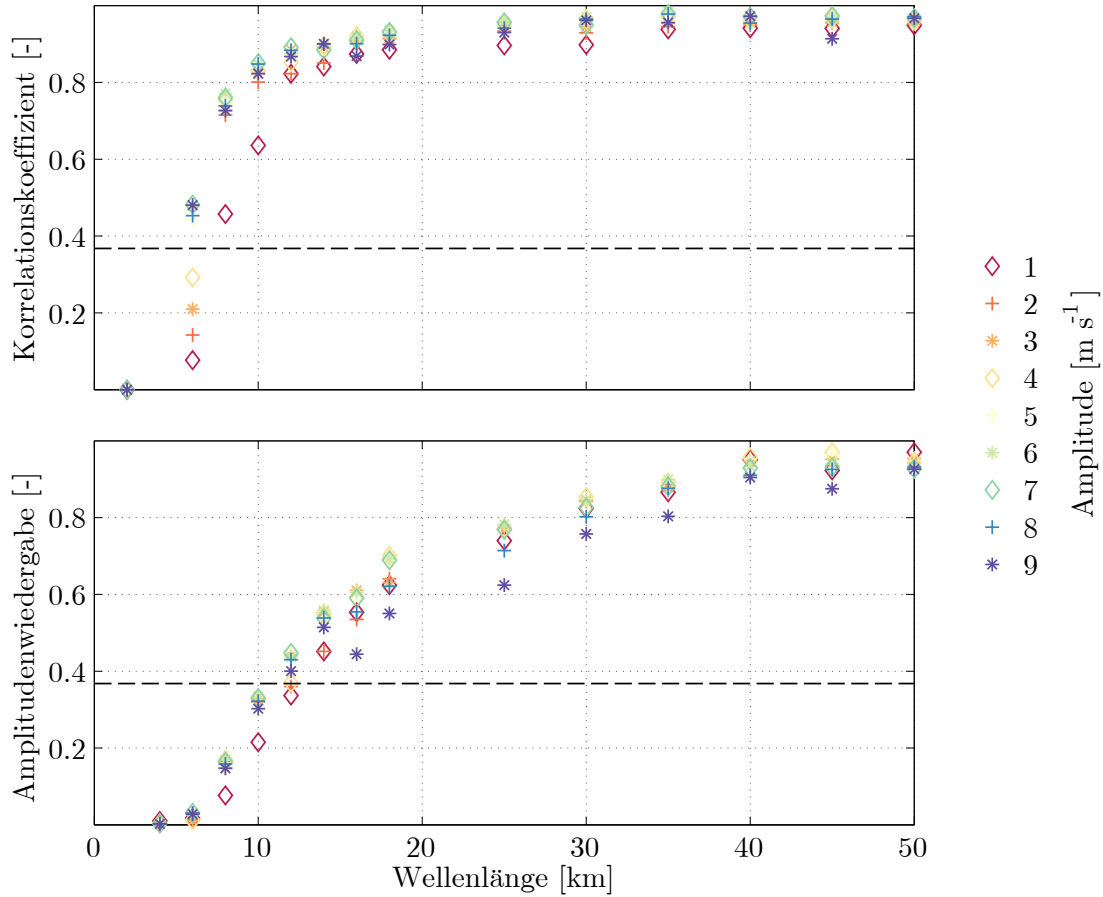


tiv simuliert werden kann und zum anderen diese Daten, ebenso wie die Lidardaten, gegenüber den Radardaten einen sehr geringen Einfluss haben.

Um einen Eindruck von der effektiven Auflösung des Modells zu bekommen, werden zwei Validierungsparameter bestimmt, der Korrelationskoeffizient zwischen dem Originalfeld und dem wiedergewonnenen Feld sowie das Verhältnis zwischen Originalamplitude und mittlerer Amplitude des wiedergewonnenen Feldes, im Folgenden Amplitudenwiedergabe genannt. Abbildung (4.30) zeigt die beiden Validierungsparameter abhängig von Amplitude und Wellenlänge des Windfeldes. Der angegebene Wert der beiden Parameter ergibt sich, wie auch schon für die Berechnung der Energiespektren in Abbildung (4.26), als Mittelwert über Meridional- und Zonalkomponente in Ost-West- und Nord-Süd-Richtung. Für die Berechnung der Amplitudenwiedergabe wird für alle Gitterlinien gleichen Längen- bzw. Breitengrades des wiedergewonnenen Feldes eine entsprechende Sinus- bzw. Kosinusfunktion angepasst.

Auffällig ist, dass weder die Korrelation noch die Amplitudenwiedergabe besonders sensitiv auf die Amplitude des original Windfeldes zu reagieren scheint. Kleinere Unterschiede entstehen aufgrund der im Vergleich stärkeren Glättung bei kleineren Amplituden durch die Interpolation der Daten und dem Glättungsterm in der Kostenfunktion. Die Korrelation steigt für anwachsende Wellenlängen sehr schnell an und liegt bereits für eine Wellenlänge von 10 km über 0.8. Der Anstieg der Amplitudenwiedergabe ist dagegen verhaltener und selbst für große Wellenlängen wird die Amplitude noch unterschätzt. Dieses Ergebnis spiegelt sehr gut wieder, was schon in der Auswertung des Energiedichtespektrums (Kapitel 4.2.2) aufgefallen ist. Form und Verlauf des Windfeldes werden von dem Modell sehr gut wiedergegeben, auch für kleine Wellenlängen. Die Amplituden werden jedoch durchweg unterschätzt, auch bei großen Wellenlängen.

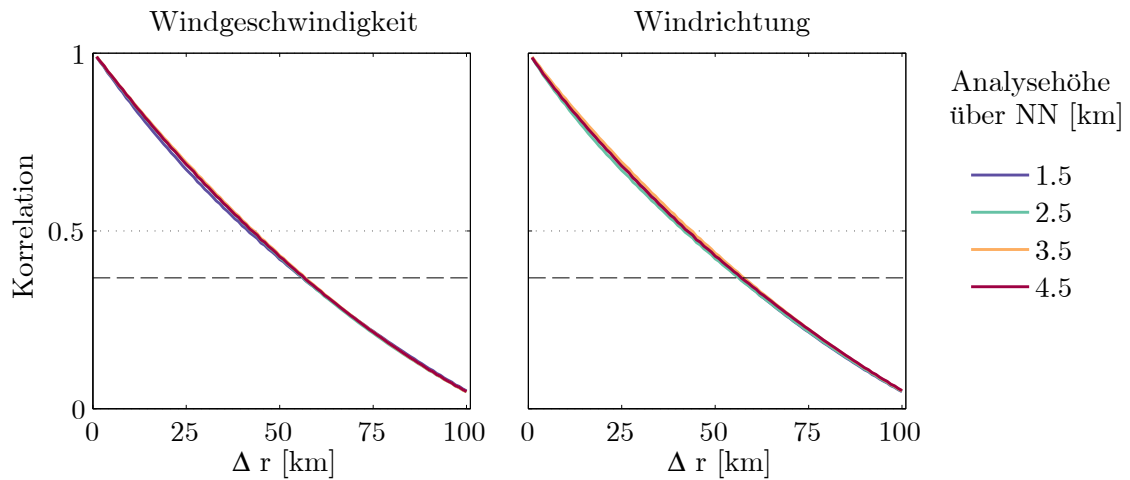
Eine eindeutige Aussage über die effektive Modellauflösung zu machen, fällt auch nach dieser Auswertung schwer. Der Wert  $1/e$ , wobei  $e$  die Eulersche Zahl ist, wird häufig genutzt als unterer Grenzwert bei der Untersuchung von räumlicher und zeitlicher Korrelation von Feldern. Zawadzki (1973) definiert den Wert  $1/e$  bei seiner Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Korrelation von Regenzellen als Dekorrelationsentfernung sowie Dekorrelationszeit. Nutzt man dies auch hier als Grenzwert, so ergibt sich als effektive Modellauflösung eine Wellenlänge von etwa 8 km (für die Korrelation liegt die Grenze bei 6 km, für die Amplitudenwiedergabe bei 11 km). Diese Annahme passt zu der Theorie von Skamarock (2004), der postuliert, dass ein numerisches Modell in der Lage ist Wellenlängen bis zu einer Größe von 6 bis 10 mal seiner Gitterauflösung aufzulösen. Interessanterweise lässt



**Abbildung 4.30.:** Validierungsparameter zur Bestimmung der effektiven Auflösung des Modells. Evaluiert wurden Windfelder mit Wellenlängen zwischen 4 und 50 km, sowie Amplitude von 1 bis 9 m s<sup>-1</sup>. Oben: Korrelationskoeffizient zwischen dem original Windfeld und dem aus simulierten Radarmessungen wiedergewonnenen Feld. Unten: Verhältnis der original Amplitude zur mittleren Amplitude des wiedergewonnenen Feldes (Amplitudenwiedergabe). Eingezeichnet ist eine Gerade mit dem Wert 1/e als angenommene untere Grenze der Auflösung.

sich das mittlere Energiespektrum der analysierten Windfelder aus Abbildung (4.26) mit der Amplitudenwiedergabe bis zu der Wellenlänge von 8 km korrigieren (nicht gezeigt) und weist dann in etwa eine Steigung von  $k^{-5/3}$  auf.

In diesem Kapitel wurde gezeigt, dass das in Kapitel 2.3 und 4.1 entwickelte Modell in der Lage ist, physikalisch sinnvolle Windfelder mit einer hohen Auflösung und geringem Fehler zu bestimmen. Dazu wurden 628 Windfelder analysiert. Diese Windfelder sollen im Folgenden dazu genutzt werden, die Variabilität des Windes im Analysegebiet besser zu verstehen.

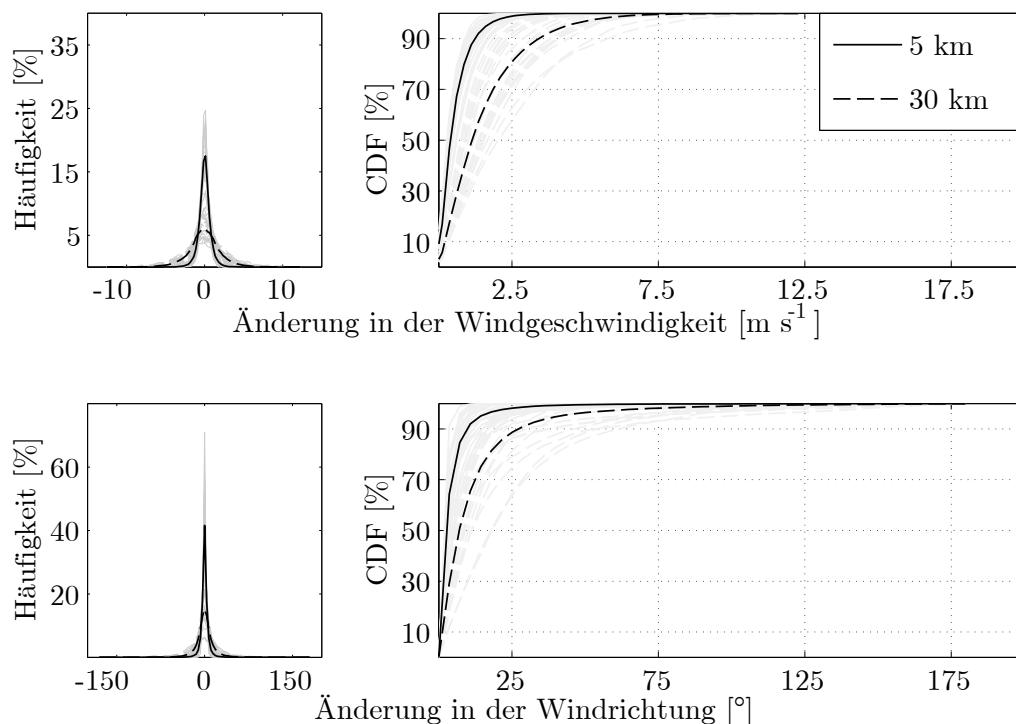


**Abbildung 4.31.:** Korrelationsfunktion der räumlichen Autokorrelation der analysierten Windfelder, aufgeteilt nach Windgeschwindigkeit und Windrichtung. Geplottet ist der Mittelwert von 628 analysierten Tagen für die Analysehöhen zwischen 1,5 und 4,5 km über NN.

### 4.3. Modellanwendung - Windfeldanalyse

Mit dem vorangegangenen Kapitel wurde bestätigt, dass die Windfelder, bestimmt mit dem in dieser Arbeit entwickelte Modell, physikalisch sinnvolle und genaue Abbildungen der Realität für Skalen bis etwa 10 km darstellen. Es ist daher möglich die 628 bestimmten Windfelder zu nutzen, um allgemeine Eigenschaften des Windfeldes im Analysegebiet zu untersuchen. In diesem Kapitel soll die räumliche und zeitliche Variabilität des Windfeldes untersucht werden. Für die Untersuchung der Windfelder werden die Auswertungen genutzt, die ohne den Einfluss von in situ Messungen bestimmt wurden (Auswertung *oMSoS*). Da vor allem Mode-S Messungen räumlich wie zeitlich unvorhersehbar platziert sind, könnte der zusätzliche Beitrag solcher Messungen die Variabilität manipulieren.

Abbildung (4.31) zeigt die räumliche Korrelationsfunktion für horizontale Windgeschwindigkeit sowie Windrichtung der analysierten Windfelder. Dazu wurde die Kreuzkorrelation der Felder mit sich selbst (Autokorrelation) bestimmt. Die Korrelationsfunktionen sind nach Höhenleveln aufgeteilt und dargestellt für die Höhenlevel zwischen 1,5 und 4,5 km über NN. Dieses sind die Höhenlevel mit der größten Radarabdeckung und dem geringsten Fehler (vgl. Kapitel 4.2). Definiert man den Dekorrelationspunkt als den Punkt, an dem die Korrelation unter den Wert  $1/e$  fällt (Zawadzki, 1973), so beträgt die Dekorrelationsentfernung für die räumliche Korrelation etwa 60 km. Das bedeutet, dass das Windfeld innerhalb einer Entfernung von bis zu 60 km voneinander abhängig ist. Dieser Wert ist für Windgeschwindigkeit sowie Windrichtung und über die betrachteten Höhenlevel konstant.

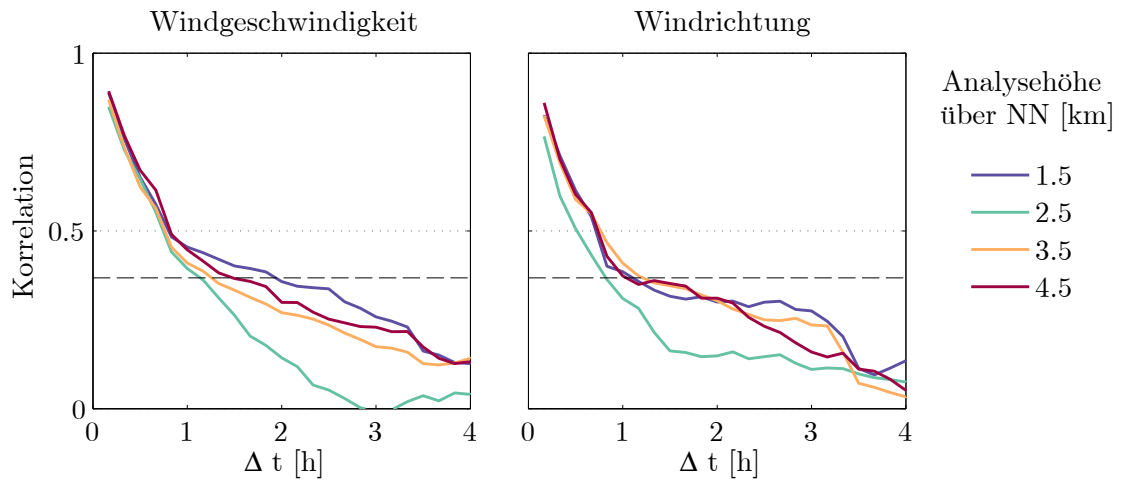


**Abbildung 4.32.:** Darstellung der relativen Häufigkeiten der Differenz sowie kumulierte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der absoluten Spannweite von Windgeschwindigkeit (obere Abbildung) und Windrichtung (untere Abbildung) in Abhängigkeit der räumlichen Entfernung. Die Verteilungen sind dargestellt für eine räumliche Entfernung der für die Berechnung verwendeten Punkte von 5 km (durchgehende Linie) sowie 30 km (gestrichelte Linie)

Für eine detailliertere Auflösung der räumlichen Variabilität zeigt Abbildung (4.32) die Verteilung der räumlichen Spannweite von Windgeschwindigkeit (obere Abbildung) und Windrichtung (untere Abbildung). Dargestellt ist ein Histogramm mit den relativen Häufigkeiten aufgetretener Differenz sowie die kumulierte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der absoluten Spannweite. Die Verteilungen in Abbildung (4.32) sind dargestellt für eine räumliche Entfernung der für die Berechnung verwendeten Punkte von 5 km (durchgehende Linie) sowie 30 km (gestrichelte Linie).

Die Änderung in Windgeschwindigkeit und Windrichtung in einem Radius von 5 km ist gering ( $0,55 \text{ m s}^{-1}$  bzw.  $4,83^\circ$  im Mittel), was auch bedingt sein kann durch die Glättung der Windfelder. Dennoch weisen etwa 3% der Werte eine Differenz von  $2 \text{ m s}^{-1}$  bzw.  $20^\circ$  innerhalb von 5 km Abstand auf. In einem Radius von 30 km ändern sich Windgeschwindigkeit und Windrichtung im Mittel um  $1,53 \text{ m s}^{-1}$  bzw.  $12,36^\circ$ . In Einzelfällen kann die Änderung über  $5 \text{ m s}^{-1}$  bzw.  $50^\circ$  betragen.

Für die Analyse der zeitlichen Korrelation bzw. Variabilität beträgt die zeitliche Auflösung der Windfelder 10 Minuten. Sowohl Korrelation, als auch die Spannweite (vgl. Abbildungen (4.33) und (4.34)) wurden ausgehend von dem ersten analysierten

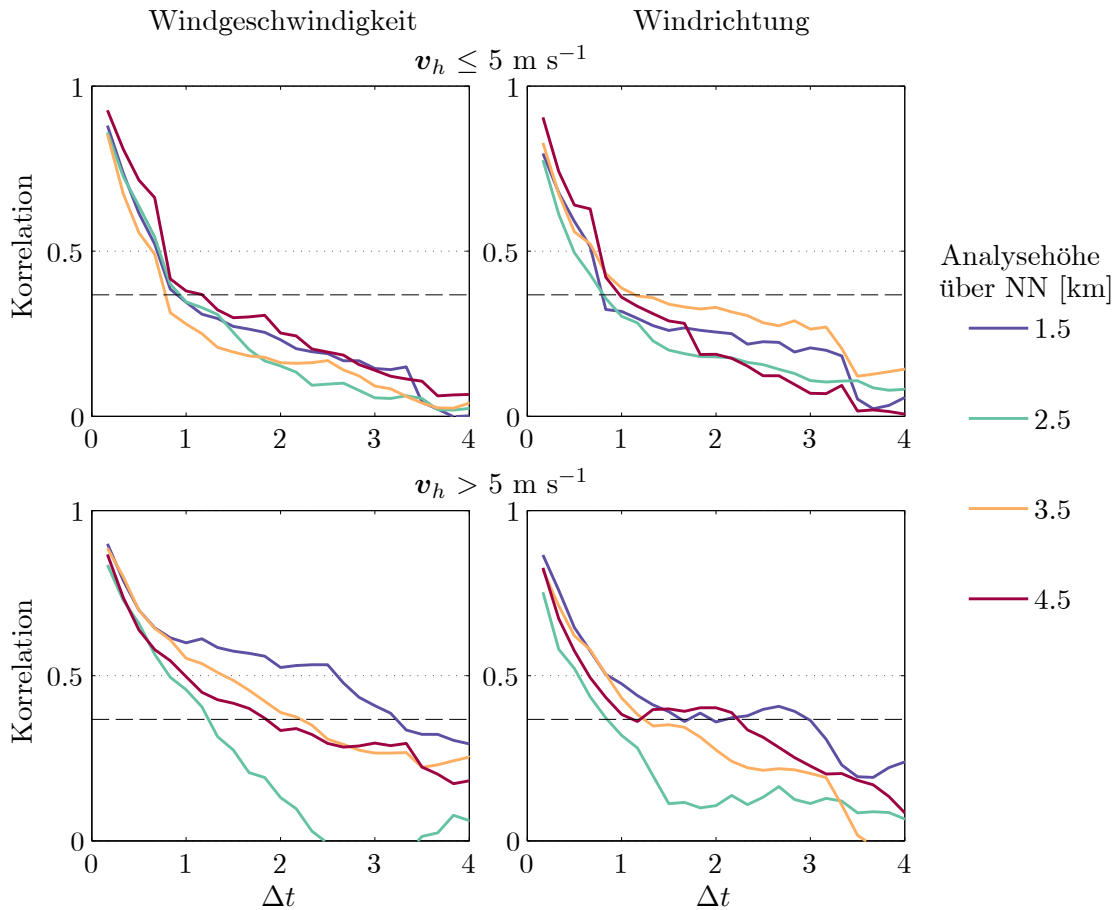


**Abbildung 4.33.:** Abbildung wie (4.31) für die zeitliche Korrelation der analysierten Windfelder.

Windfeld des jeweiligen Tages berechnet. An einigen Tagen wurden bis zu 6 Stunden an aufeinanderfolgenden Windfeldern analysiert, an anderen nur 2 bis 3 (vgl. Tabelle (4.3)), woraus Unstetigkeiten in der Korrelationsfunktion resultieren.

Die Dekorrelationszeit der Felder, die Zeit in der die Korrelation unter den Wert  $1/e$  gesunken ist, beträgt etwa eine Stunde für die Windrichtung und 1,5 Stunden für die Windgeschwindigkeit (vgl. Abbildung (4.33)). Die einzelnen Höhenlevel unterscheiden sich leicht und der Verlauf ist insgesamt weniger glatt als der Verlauf der räumlichen Korrelation, was auch durch die geringere Stichprobengröße verursacht ist. Abbildung (4.34) zeigt die zeitliche Korrelationsfunktion in Abhängigkeit der vorherrschenden mittleren Windgeschwindigkeit. Interessanterweise scheinen die Felder für kleine Windgeschwindigkeiten schneller zu dekorrelieren. Für die Windrichtung erklärt sich dies auch dadurch, dass bei kleineren Windvektoren geringe Schwankungen in großen Änderungen der Windrichtung resultieren. Im Falle der Windgeschwindigkeit lässt sich an Tabelle (4.3) sehen, dass an Tagen mit geringeren Windgeschwindigkeiten hauptsächlich konvektive Bedingungen vorherrschen. Bei der getrennten Untersuchung von konvektiven und stratiformen Fällen (nicht gezeigt) fällt auf, dass die Dekorrelationszeit in konvektiven Situationen tatsächlich kürzer ist wie die in stratiformen. Das Ergebnis ist naheliegend, da die Atmosphäre in konvektiven Situationen instabiler ist und schnelle Änderungen in Form von fluktuierenden Winden auftreten.

Die Verteilungen der zeitlichen Differenz in Abbildung (4.35) ist, analog zu Abbildung (4.32), für einen zeitlichen Abstand von 10 min (durchgehende Linie) sowie 60 min (gestrichelte Linie) dargestellt.

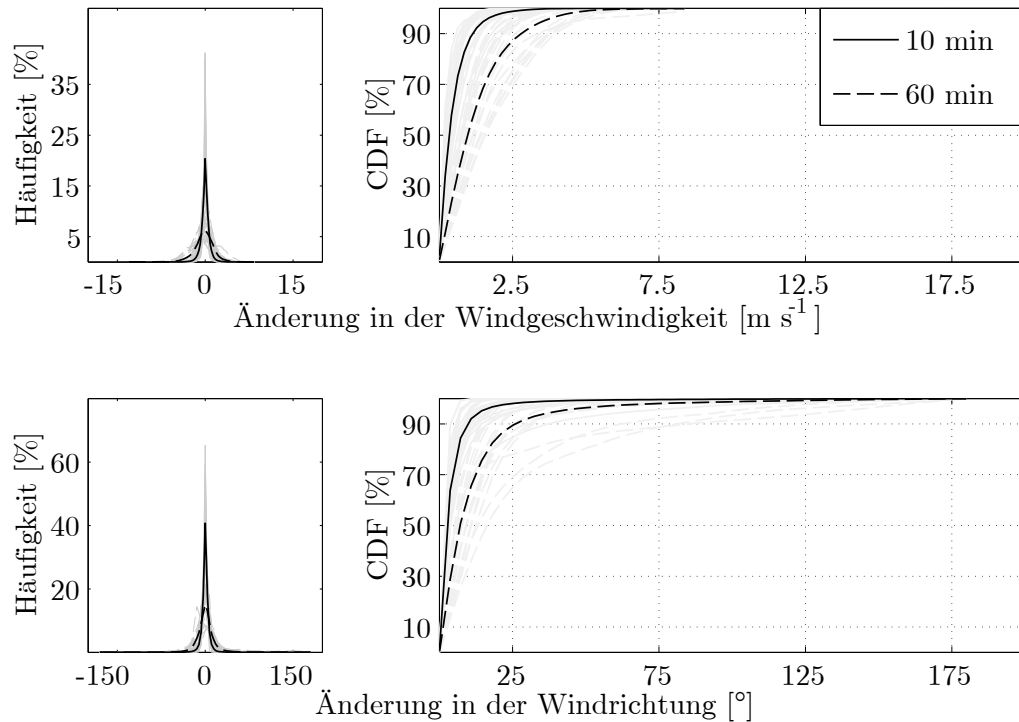


**Abbildung 4.34.:** Korrelationsfunktion der zeitlichen Korrelation der analysierten Windfelder aufgeteilt nach der vorherrschenden mittleren Windgeschwindigkeit.

Die mittlere Änderung der Windgeschwindigkeit beträgt innerhalb einer Stunde über  $1 \text{ m s}^{-1}$ , die der Windrichtung etwa  $10^\circ$ . In 5% der betrachteten Fälle betragen die Änderungen  $4 \text{ m s}^{-1}$  bzw.  $40^\circ$ , in Einzelfällen kann die Änderung der Windgeschwindigkeit über  $10 \text{ m s}^{-1}$  betragen.

Bei der Analyse der Variabilitäten der Windfelder muss die räumliche und zeitliche effektive Auflösung berücksichtigt werden. Die effektive räumliche Auflösung wurde in Kapitel 4.2.3 auf etwa 8–10 km bestimmt. Die zeitliche Auflösung ergibt sich zum einen dadurch, dass für die Bestimmung eines Windfeldes Daten aus dem Intervall  $[-10, 10]$  Minuten genutzt werden, zum anderen aus der zeitlichen Auflösung der COSMO-DE Vorhersagen, die als Hintergrundfeld genutzt werden. Insgesamt können daher die Variabilitäten noch größer ausfallen, als durch die Analyse der mit dem Modell bestimmten Windfelder suggeriert.

Die Untersuchung der zeitlichen Korrelation zeigt, dass sich das Windfeld in einigen Situationen bereits innerhalb kurzer Zeit stark ändert. Die häufig angenommene Eulersche Persistenz für die Kurzzeitprognose (Vorhersage für einen Zeitraum von einigen Minuten bis wenigen Stunden) des Windfeldes ist dann sehr ungenau



**Abbildung 4.35.:** Abbildung wie 4.32 für die zeitlichen Differenzen der analysierten Windfelder. Die Verteilungen sind dargestellt für eine zeitliche Entfernung von 10 min (durchgehende Linie) sowie 60 min (gestrichelte Linie)

und für viele Applikationen, vor allem im Bereich der Windenergie oder der Flugsicherheit, ungenügend. Um auch in Situationen mit schnellen Windänderungen gute Vorhersagen erzeugen zu können, muss daher eine andere Methode gewählt werden.

In diesem Kapitel wurde ein Modell zur Bestimmung des Windfeldes aus operationellen Messdaten aufgebaut. Die in Kapitel 2.3 eingeführte dreidimensionale Variationsanalyse wurde dazu mit synthetischen Daten auf die Datenkonfiguration des Analysegebietes um den Flughafen in München herum angepasst. Mit realen Messdaten wurden insgesamt 628 Windfelder an 21 Tagen des Jahres 2014 analysiert. Mit in situ Messungen sowie Messungen eines weiteren Radars am meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (*RAHP*) wurde der geringe Fehler der Windfelder von  $1 \text{ m s}^{-1}$  bis  $2 \text{ m s}^{-1}$  für die horizontale Windgeschwindigkeit bzw.  $20^\circ$  bis  $25^\circ$  für die Windrichtung belegt. Das Energiedichtespektrum zeigte abseits eines Versatzes des Spektrums in Richtung geringerer Energie (Energiedämpfung auf allen Wellenlängen) eine gute Wiedergabe der Energieabnahme. Untersuchungen mit synthetischen Windfeldern ergaben eine effektive Modellauflösung von etwa 10 km, hauptsächlich bedingt durch eine stärkere Glättung. Die 628 Windfelder wurden hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität untersucht mit dem Ergebnis, dass die Eulersche Persistenzannahme für die Kurzzeitprognose von Wind in vielen Fällen wahrscheinlich nicht erfüllt ist. Mit dem entwickelten Modell kann das bestehende

Windfeld in einem definierten Volumen in Echtzeit (Berechnungszeit  $< 5$  min) mit einem geringen Fehler wiedergegeben werden. Im Folgenden soll untersucht werden, inwieweit die Kenntnis des Windfeldes innerhalb eines ganzen Volumens genutzt werden kann, um die Kurzestfristprognose des Windfeldes zu verbessern.



## 5. Windfeldvorhersage

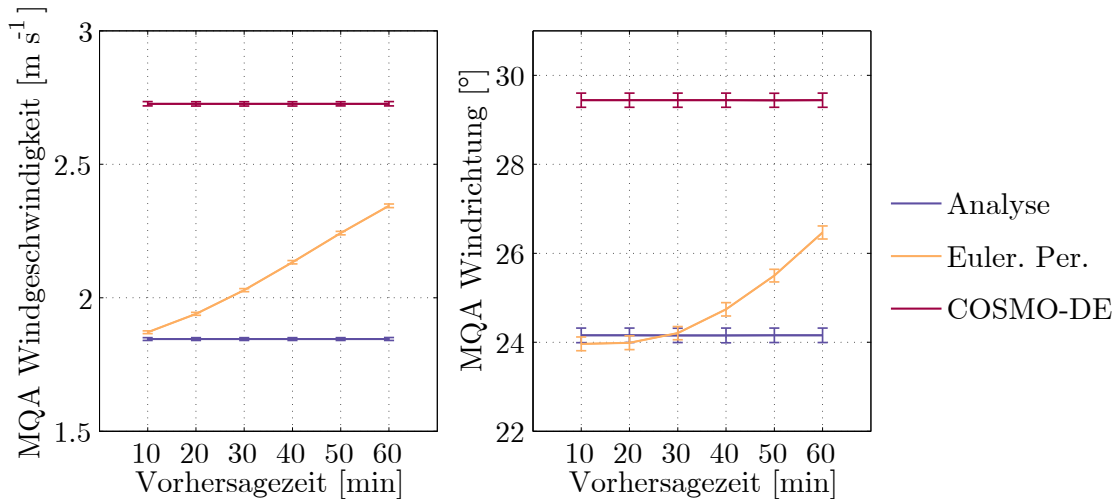
Im vorangehenden Kapitel 4 wurde ein Modell zur Bestimmung des Windfeldes aus operationellen Messdaten entwickelt, validiert und zur Analyse der Variabilität des Windfeldes genutzt. Das mit dem entwickelten Modell in Echtzeit bestimmte Windfeld kann dazu genutzt werden, die Kurzzeitfristprognose von Wind gegenüber numerischer Wettermodelle zu verbessern. Die Skalen, die sich mit der vorgestellten Methode untersuchen lassen ( $\approx 10 - 100$  km), fallen in den Bereich mesoskaliger Phänomene (Wellenlängen zwischen  $\approx 2$  km und  $\approx 2000$  km). Orlanski (1975) unterteilte diese Phänomene noch weiter in unterschiedliche Größenskalen ( $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$ ) und ordnete ihnen außerdem eine mittlere Lebensdauer zu. Mit dem entwickelten Modell im Analysegebiet auflösbare Phänomene wie einzelne konvektive Zellen, größere Gewitter oder Böenfronten haben demnach Lebensdauern von mehreren Minuten bis einigen Stunden. Die Vermutung liegt nahe, dass die Kenntnis des aktuellen Zustandes helfen kann, die nahe Zukunft des Windfeldes besser zu bestimmen.

### 5.1. Analyse der Prognosegüte

#### 5.1.1. Eulersche Persistenz

Bei der Analyse der Variabilität wurde gezeigt, dass die Eulersche Persistenzannahme für die Kurzzeitfristprognose von Wind in vielen Fällen nicht erfüllt ist. Dennoch wird in der Literatur oft hervorgehoben, dass gerade für die Kurzzeitfristvorhersage die Eulersche Persistenzannahme genauer an der Realität liegt als numerische Wettermodelle (Milborrow, 2003). Dies wird im Folgenden für die 628 analysierten Windfelder untersucht.

Abbildung (5.1) zeigt den Vergleich der Analyse- und Prognosegüte der gewonnenen Windfelder. Die Windfelder wurden ausschließlich mit den Radar- und Lidardaten bestimmt (Auswertung *oMSoS*). Die mittlere quadratische Abweichung (MQA, siehe Gleichung (4.11)) wurde bestimmt zu den Mode-S Daten, welche das Gebiet um den Flughafen am besten abdecken und ergibt sich aus dem Mittel der Höhenlevel zwischen 1,5 und 4,5 km über NN. Die MQA der Windgeschwindigkeit beträgt



**Abbildung 5.1.:** Vergleich der Analyse- und Prognosegüte der gewonnenen Windfelder.

Abgebildet ist die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung zu Mode-S Daten sowie Fehlerbalken aus der Standardabweichung. Für die Analyse der Windfelder wurden ausschließlich Fernerkundungsdaten verwendet. Die Abweichung bestimmt sich aus dem Mittel der Höhenlevel zwischen 1,5 und 4,5 km über NN.

bei den analysierten Windfeldern etwa  $1,85 \text{ m s}^{-1}$ , bei der COSMO-DE Vorhersage  $2,73 \text{ m s}^{-1}$ , die MQA der Windrichtung  $24,15^{\circ}$  bzw.  $29,44^{\circ}$ . Mit der MQA sind Fehlerbalken mit der über die Vorhersagezeit gemittelten Standardabweichung dargestellt, welche aufgrund der großen Menge an Validierungsdaten sehr gering ist.

Die Abweichung der Persistenzannahme beider Größen zu den Messdaten wächst monoton mit zunehmender Vorhersagezeit an und liegt auch bei einer Vorhersagezeit von einer Stunde noch deutlich unterhalb des Fehlers des numerischen Wettermodelles COSMO-DE. Die minimal geringere Abweichung der Persistenzannahme gegenüber der Analyse bei der Betrachtung der Windrichtung hat keine physikalische Aussagekraft. Hier spielen Stichprobeneffekte eine Rolle, sowie die Tatsache, dass es sich nicht um die Berechnung eines Fehlers, sondern einer Abweichung zu anderen Messdaten handelt, die an sich einen Fehler aufweisen und ebenfalls schwanken.

Diese kurze Auswertung der Eulerschen Persistenz zeigt, dass diese für die Kurzfristvorhersage des Windvektors genauere Werte liefert als das COSMO-DE Modell. Jedoch steigt der Fehler schnell an. Im Folgenden wird untersucht, inwieweit die Annahme der Lagrangeschen Persistenz für das Windfeld besser erfüllt ist.

### 5.1.2. Lagrangesche Persistenz

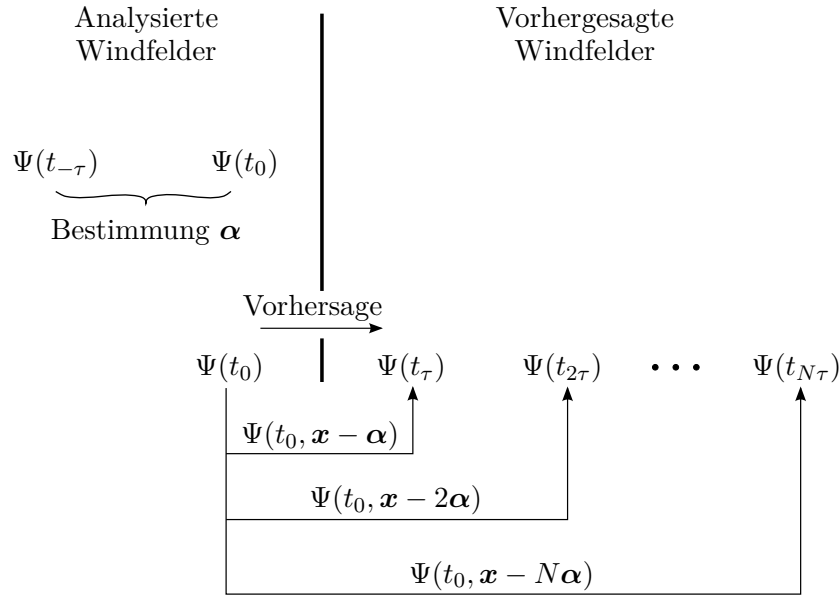
Für die Kurzzeitprognose von Regen- und Gewitterzellen wird schon lange nicht mehr die Eulersche Persistenz verwendet. Aufgrund der Advektion von Nieder-

schlagszellen ist das Mittel der Wahl zur Kurzzeitprognose von Niederschlag heutzutage die Lagrangesche Persistenz (siehe z. B. Germann & Zawadzki, 2002; Kober et al., 2012; Bowler et al., 2004). Für die Prognose von Wind bedient man sich dagegen oft noch der Eulerschen Persistenz sowie anderer statistischer Methoden (siehe Kapitel 1.2). Neben der einfachen Implementierung ist ein Grund dafür, dass sich die operative Auswertung von Radardaten hauptsächlich auf Reflektivitätsprodukte beschränkt (Bousquet et al. (2016), siehe z. B. DWD (2017)). Es gibt keine operativ angewendeten Methoden für die Bestimmung des dreidimensionalen Windfeldes, auf das man jedoch für die Anwendbarkeit der Lagrangeschen Persistenz angewiesen ist.

In Kapitel 4.3 wurde anhand der zeitlichen Variabilität von 628 analysierten Windfeldern gezeigt, dass die Annahme der Eulerschen Persistenz für Windfelder in einigen Fällen ebenfalls sehr ungenau sein kann. Das entwickelte Modell zur Bestimmung der Windfelder kann jedoch dazu genutzt werden die Prognosegüte weiter zu verbessern. Dazu macht man sich zum einen zu Nutzen, dass das Windfeld in einem gesamten Volumen vorliegt, zum anderen, dass die zeitliche Analyserate dieser Windfelder sehr hoch gewählt werden kann. Unter diesen Bedingungen ist es möglich die Lagrangesche Persistenzannahme für die Vorhersage anzuwenden. Die Theorie dazu wurde bereits in Kapitel 2.4 erläutert. Im Folgenden wird die Methodik auf die in Kapitel 4.2 und 4.3 analysierten Windfelder angewandt und evaluiert.

In einer ersten Analyse wird die Eulersche und Lagrangesche Persistenzvorhersage für alle Windfelder miteinander verglichen. Es werden nur die Höhenlevel zwischen 1,5 und 4,5 km über NN evaluiert, da hier die Datenabdeckung am höchsten und der Analysefehler am geringsten ist. Abbildung (5.2) veranschaulicht schematisch die Vorhersage des Feldes  $\Psi$ . Ausgehend von zwei aufeinanderfolgenden Analysen im Abstand von 10 Minuten werden horizontale Advektionsvektoren  $\alpha$  berechnet. Eine mögliche vertikale Advektion wird nicht betrachtet. Die Advektionsvektoren werden verwendet, um das Windfeld nach Gleichung (2.29) für die nächsten 60 Minuten vorherzusagen. Sie werden in drei sukzessiv feiner werdenden Gittern bestimmt. Auf das Gesamtgitter kommen dabei in der Horizontalen 1 Vektor, 4 Vektoren bzw. 9 Vektoren. Anschließend werden die Werte bilinear auf das Analysegitter interpoliert (vgl. Abbildung (2.5)). Die vertikale Auflösung entspricht der Gitterauflösung des Analysegitters ( $\Delta z = 1$  km). Für die Advektion wird die semi-Lagrangesche Vorwärtsmethode verwendet, wobei für den Zeitschritt in Gleichung (2.35)  $\Delta t = 1$  Minute gewählt wird. Detailliertere Beschreibungen zur Anwendung der Lagrangeschen Persistenz können in Abschnitt 2.4 eingesehen werden.

Abbildungen (5.3) und (5.4) zeigen für die horizontale Windgeschwindigkeit sowie



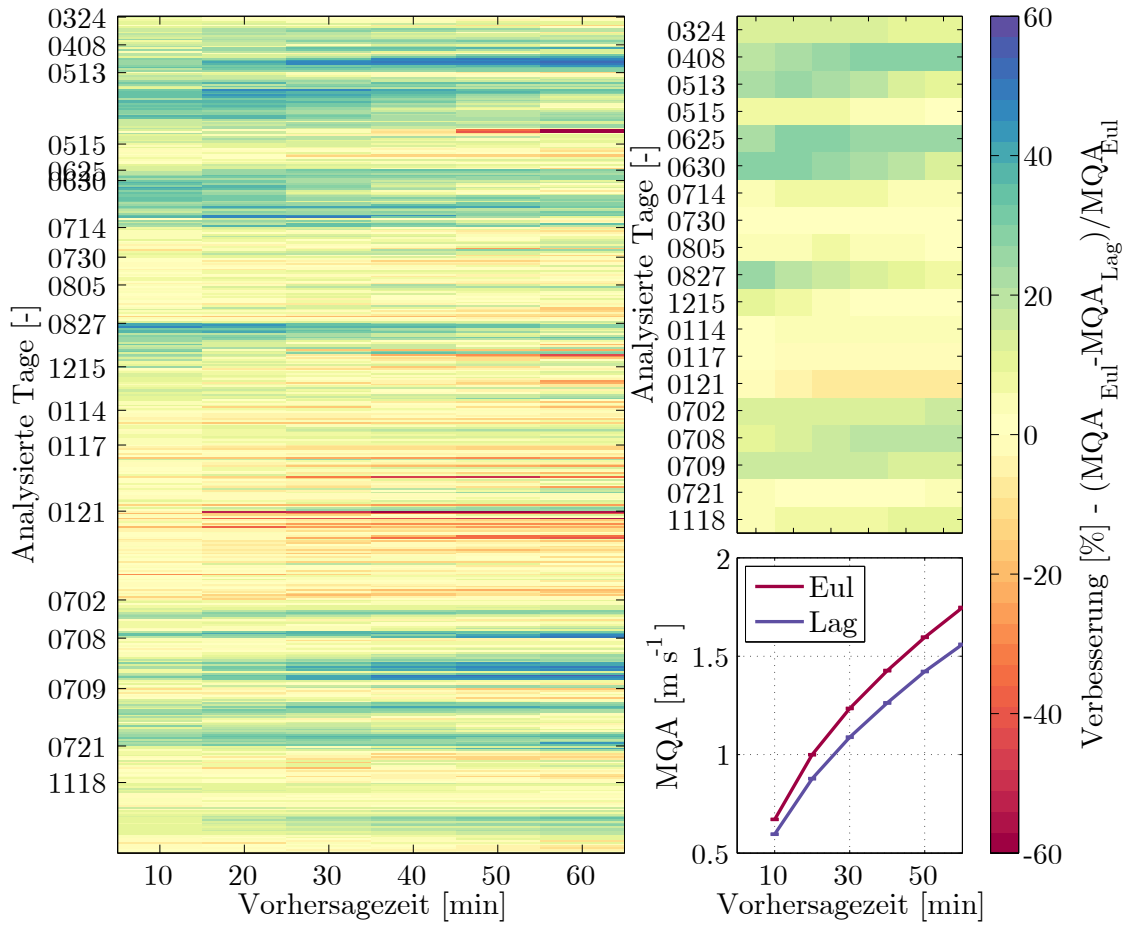
**Abbildung 5.2.:** Schematische Darstellung der für die Vorhersage verwendeten Felder  $\Psi$ . Die Advektionsvektoren  $\alpha$  werden bestimmt über die räumliche Verschiebung der Felder  $\Psi$  zum Zeitpunkt  $t_{-\tau}$  und  $t_0$ . Die Vorhersagefelder  $\Psi(t_\tau)$  bis  $\Psi(t_{N\tau})$  berechnen sich über die Gleichung (2.29).

Windrichtung die MQA zu den analysierten Windfeldern sowie die prozentuale Verringerung des Fehlers gegenüber der Eulerschen Persistenzvorhersage für alle analysierten Windfelder:

$$\frac{\text{MQA}_{\text{Eul}} - \text{MQA}_{\text{Lag}}}{\text{MQA}_{\text{Eul}}},$$

wobei die Indizes Lag und Per für die Auswertung mit der Lagrangeschen bzw. Eulerschen Persistenzannahme stehen. Als Referenz für die Bestimmung der Abweichung werden für die folgenden Auswertungen die analysierten Windfelder verwendet. Sie bieten im Vergleich zur Verwendung von Messdaten eine räumlich sowie zeitlich konstante und großflächigere Datenabdeckung. Die Verwendung der analysierten Windfelder als Referenz ist möglich, da in Kapitel 4.2 gezeigt wurde, dass diese eine sehr genaue Abbildung der Realität darstellen. Die Vorhersage wird für einen Vorhersagehorizont von bis zu 60 Minuten bestimmt. Innerhalb dieses Zeitraumes werden die Advektionsvektoren als konstant angenommen.

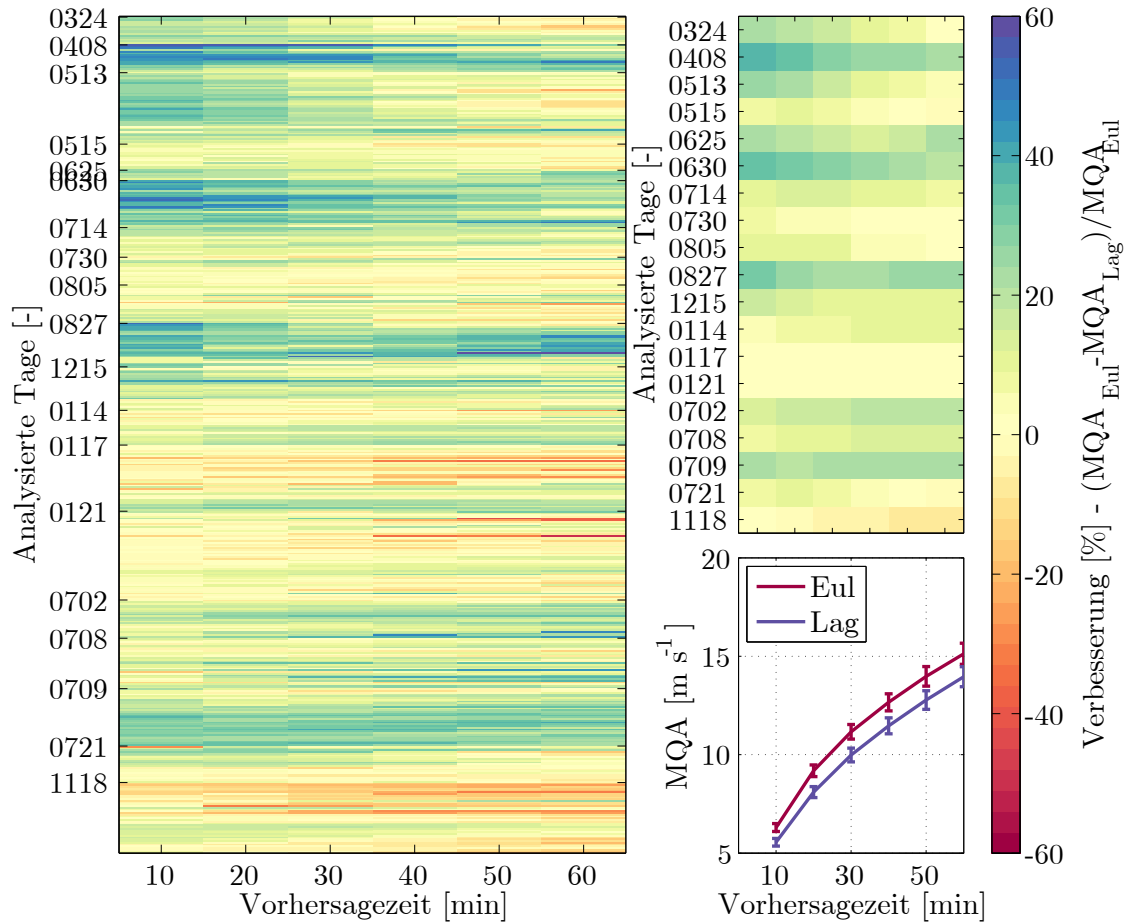
Der Vergleich der mittleren quadratischen Abweichung (Abbildung (5.3) rechts unten) zeigt eine deutliche Verbesserung der Prognose der Windgeschwindigkeit unter Verwendung der Lagrangeschen Persistenzannahme bereits ab dem ersten Vorhersageschritt (10 Minuten) (MQA von  $0,6 \text{ m s}^{-1}$  im Vergleich zu  $0,7 \text{ m s}^{-1}$ ). Dieser Vorsprung wird ausgeweitet mit anwachsender Vorhersagezeit (MQA für die 60 Minuten Vorhersage von  $1,55 \text{ m s}^{-1}$  im Vergleich zu  $1,75 \text{ m s}^{-1}$ ). Die linke Abbildung zeigt die prozentuale Verbesserung der Vorhersagegüte aller berechneten Vorhersagen, die Abbildung rechts oben zeigt den Mittelwert der prozentualen Verbesserung



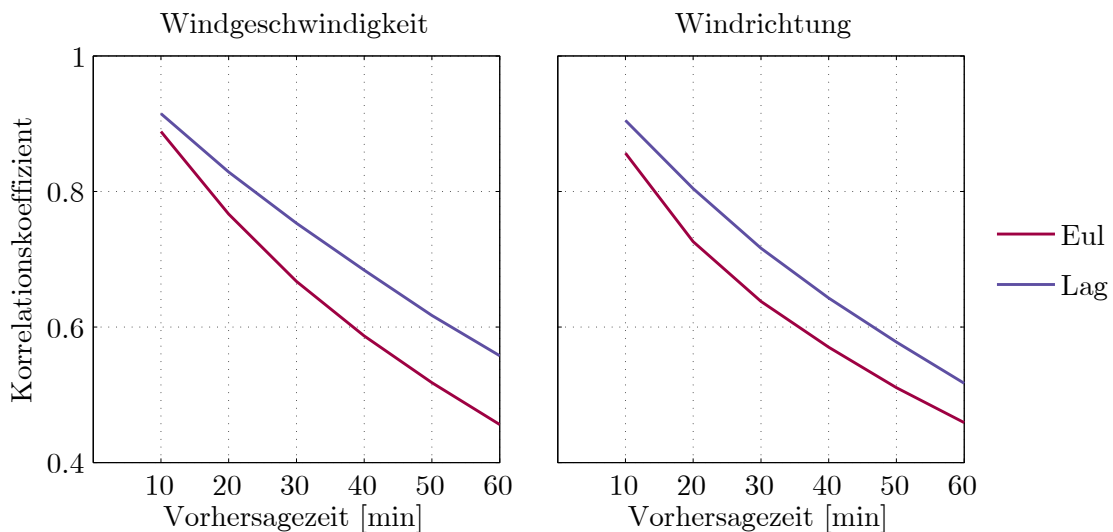
**Abbildung 5.3.:** Vergleich der Vorhersagegüten unter Verwendung der Eulerschen bzw. Lagrangeschen Persistenzannahme für die Vorhersage der Windgeschwindigkeit in einem Zeitraum von einer Stunde. Linke Abbildung: Verbesserung der MQA von Lagrangescher Persistenzannahme gegenüber Eulerschen Persistenzannahme für alle analysierten Zeiten in %. Abbildung rechts oben: Mittelwert der prozentualen Verbesserung für alle Tage in %. Abbildung rechts unten: Vergleich MQA unter Verwendung Eulerscher (schwarz) bzw. Lagrangeschen (blau) Persistenzannahme als Mittel über alle analysierten Felder.

für die analysierten Tage. Im Mittel zeigt sich für fast alle Tage eine deutliche Verringerung des Fehlers. Einzelfälle, in denen die Eulersche Persistenz der Lagrangeschen Persistenz vorzuziehen ist, sind zum Großteil in die Kategorie der stratiformen Situationen einzuordnen (vgl. Tabelle (4.3)). Ebenso verhält es sich für die Prognose der Windrichtung (Abbildung (5.4)). Hier betragen die mittlere quadratischen Abweichungen für Eulersche bzw. Lagrangesche Persistenzannahme  $11,4^\circ$  bzw.  $10,3^\circ$ .

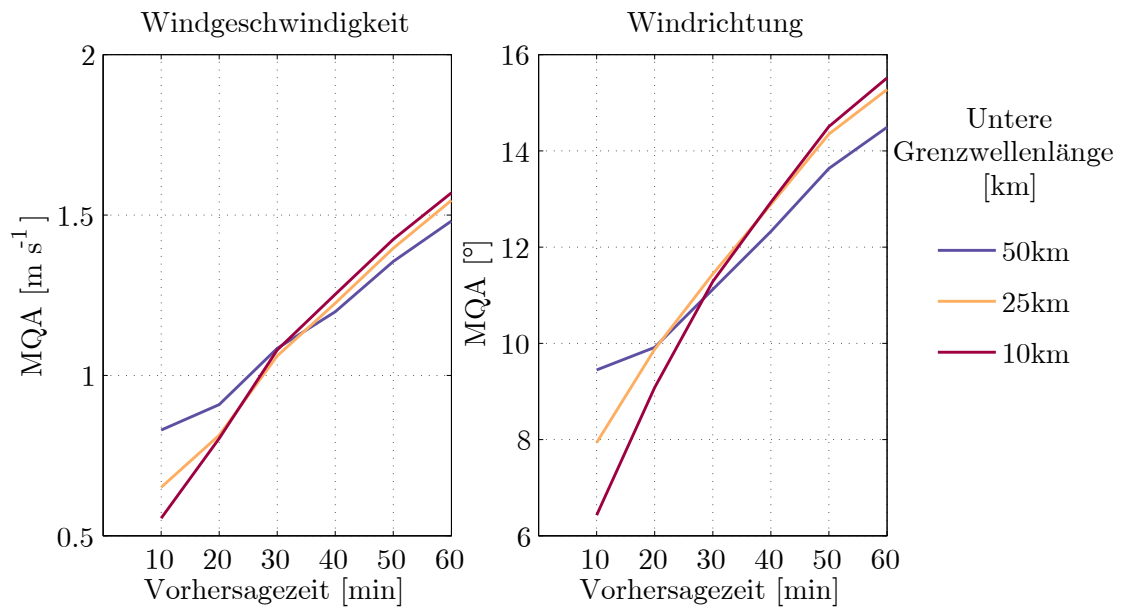
Abbildung (5.5) zeigt die Korrelationsfunktionen zwischen den vorhergesagten und den analysierten Windfeldern in Abhängigkeit der Vorhersagezeit. Unter Annahme der Lagrangeschen Persistenz (blau) kann diese deutlich erhöht werden, sowohl für die Windgeschwindigkeit (links), als auch für die Windrichtung (rechts).



**Abbildung 5.4.:** Abbildung wie 5.3 für die Vorhersage der Windrichtung.



**Abbildung 5.5.:** Vergleich der Korrelationsfunktionen zwischen Vorhersage und Analyse unter Verwendung der Eulerschen (schwarz) bzw. Lagrangeschen Persistenz (blau). Abgebildet ist die Korrelation für die horizontalen Windgeschwindigkeit (links) sowie Windrichtung (rechts).



**Abbildung 5.6.:** Analyse der Abhängigkeit der Vorhersagegüte von der betrachteten Auflösung des Feldes. Abgebildet ist die MQA der Lagrangesche Vorhersage für unterschiedlich gefilterte Windfelder mit Grenzwellenlängen von 50 km (blau), 25 km (orange) sowie 10 km (rot).

Die Abhängigkeit der Prognosegüte von der Auflösung des Windfeldes wird in Abbildung (5.6) untersucht. Dazu wird das Prognosefeld vor der Berechnung der MQA mithilfe eines Tiefpassfilters geglättet. Für den Tiefpassfilter werden Wellenlängen von 50 km, 25 km und 10 km gewählt. Interessanterweise ist sowohl für Windgeschwindigkeit wie auch für Windrichtung ein Zeitpunkt abzugrenzen, ab dem die Vorhersagen mit stärkerer Glättung einen geringeren Vorhersagefehler aufweisen, als die Vorhersagen mit geringerer Glättung. Für die Glättungen mit Grenzwellenlänge von 10 und 50 km liegt dieser Punkt bei etwa 30 Minuten. Für kürzere Zeitschritte liefert die höher aufgelöste Vorhersage detailliertere Informationen, die räumlich und zeitlich auch aufgelöst werden können. Für längere Zeitschritte werden zum einen die Lebensdauern kleinerer Zellen überschritten, zum anderen spielen mögliche Fehler der Advektionsvektoren eine bedeutendere Rolle. Ähnliche Ergebnisse für die Prognose von Niederschlag wurden bereits von Germann & Zawadzki (2004) beschrieben. Sie definierten auf diese Weise einen optimalen Einflussradius, abhängig von dem Vorhersagezeitschritt, für die Berechnung von Wahrscheinlichkeitsvorhersagen. Auch Seed (2003) und Bellon & Zawadzki (1994) schilderten ähnliche Ergebnisse für die Vorhersage von Regenzellen. Durch den Filter werden kleinskalige Elemente, deren Lebensdauer unterhalb der Prognosezeit liegt, aus der Vorhersage herausgenommen. Außerdem können Fehler durch Ungenauigkeiten in der Schätzung der Advektionsvektoren bzw. deren zeitlicher Entwicklung ausgeglichen werden.

Die vorherigen Analysen betrachteten stets das gesamte Windfeld. Für viele Anwendungen ist jedoch die Vorhersage an einem bestimmten Punkt bzw. in einem abgegrenzten Gebiet von Interesse. Dazu gehören z. B. die Windprognose für Windparks oder die Prognose für die Planung an Flughäfen. Für diese Vorhersagen ist oft nicht nur die deterministische Vorhersage interessant sondern vor allem eine probabilistische, z. B. mit welcher Wahrscheinlichkeit ändert sich die Windgeschwindigkeit innerhalb der nächsten Stunde um mehr als eine definierte Grenze  $L$  (siehe Gleichung (2.39)). Zur Validierung einer solchen Vorhersage kann der Wahrscheinlichkeitswert von Epstein (1969) (engl.: *ranked probability score*, im Folgenden: RPS) verwendet werden. Mit diesem lassen sich Wahrscheinlichkeitsvorhersagen unterschiedlicher Kategorien (z. B. unterschiedlich starker Windänderungen) in einem einzelnen Wert zusammenfassen. Dies erleichtert den Vergleich der Vorhersagequalität verschiedener Modelle. Der nach Weigel et al. (2007) modifizierte RPS berechnet sich über:

$$\text{RPS}(\tau) = \frac{1}{N_L} \sum_i [P(t_0 + \tau, \mathbf{x}, L_i) - \hat{P}(t_0 + \tau, \mathbf{x}, L_i)]^2, \quad (5.1)$$

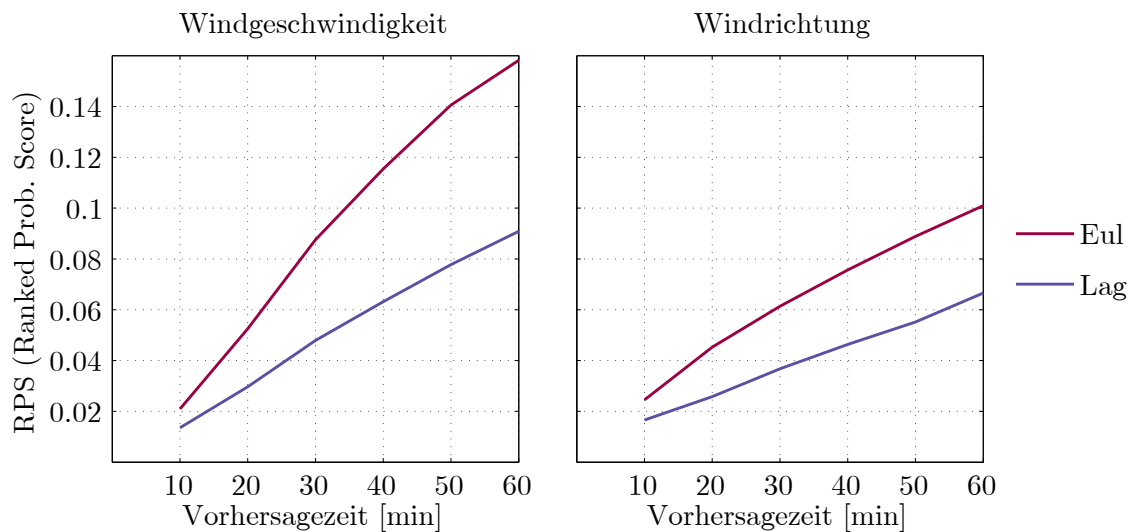
wobei  $\tau$  der Vorhersagezeitschritt,  $N_L$  die Anzahl der verwendeten Grenzen und  $P$  sowie  $\hat{P}$  die gemessene und vorhergesagte Wahrscheinlichkeit nach Gleichung (2.39) ist. Der RPS hat einen Definitionsbereich von 0 bis 1, wobei eine fehlerfreie Vorhersage in einem RPS von 0 resultiert. Es ist zu erwähnen, dass die vorhergesagte Wahrscheinlichkeit  $\hat{P}$ , im Falle der Eulerschen Persistenzannahme immer gleich 0 ist. Somit ist der RPS bei einer Änderung des Feldes um mehr als  $L$  im betrachteten Gebiet gleich 1, bei einem Gleichbleiben des Feldes gleich 0.

Das in dieser Arbeit gewählte Analysegebiet liegt zentriert über dem Münchner Flughafen. Es soll daher untersucht werden, ob mit der Lagrangeschen Persistenzannahme die probabilistische Vorhersage am Flughafen verbessert werden kann. Abbildung (5.7) zeigt den RPS der Eulerschen sowie Lagrangeschen Persistenzannahme für die Änderung der Windgeschwindigkeit sowie der Windrichtung. Verwendet wurden dabei für die Änderung der Windgeschwindigkeit 5 Grenzen im Abstand von  $1 \text{ m s}^{-1}$  von  $1 \text{ m s}^{-1}$  bis  $5 \text{ m s}^{-1}$ , für die Änderung der Windrichtung 5 Grenzen im Abstand von  $10^\circ$  von  $10^\circ$  bis  $50^\circ$ . Die Wahrscheinlichkeit, dass sich das Windfeld stärker als eine gegebene Grenze  $L$  ändert, berechnet sich aus dem prozentualen Anteil aller betrachteten Gitterpunkte innerhalb eines Einflussgebietes von  $10 \times 10 \times 5 \text{ km}^3$ , angelehnt an die effektive Gitterauflösung (siehe Kapitel (4.2.3)), an denen eine Änderung gemessen bzw. vorhergesagt wird.

Sowohl für die Windgeschwindigkeit als auch die Windrichtung verbessert sich die Wahrscheinlichkeitsvorhersage durch die Verwendung der Lagrangeschen Persistenz



deutlich gegenüber der Eulerschen Persistenz, für die Windgeschwindigkeit sogar um fast 50%.



**Abbildung 5.7.:** Wie Abbildung 5.5 für den RPS (*ranked probability score*) nach Gleichung (5.1). Für die Änderung der Windgeschwindigkeit wurden Grenzen von 1 bis  $5 \text{ m s}^{-1}$ , für die Änderung der Windrichtung Grenzen von  $10^\circ$  bis  $50^\circ$  untersucht.

## 5.2. Fallstudie

Die vorangegangenen Ergebnisse der Windfeldbestimmung sowie der Vorhersage werden nun für zwei Testfälle genauer untersucht. Es handelt sich dabei um den 08. April 2014 sowie den 17. Januar 2014. Anhand der Abbildungen (5.3) und (5.4) lässt sich erkennen, dass die Lagrangesche Persistenzannahme für den 08. April sehr gute Vorhersageergebnisse liefert, für den 17. Januar jedoch nicht gut erfüllt ist.

Abbildungen (5.8) und (5.9) zeigen das analysierte horizontale Windfeld unterlegt mit der Radarreflektivität beider Tage für eine Stunde des jeweiligen Tages. Am 8. April wird dabei die Höhe 3,5 km über NN betrachtet, am 17. Januar 2,5 km über NN. Die Regensituation am 08. April ist überwiegend konvektiv geprägt mit einzelnen Zellen hoher Reflektivität ( $>30 \text{ dBZ}$ ), die innerhalb der betrachteten Stunde Richtung Nordosten ziehen. Diese liegen auf der Vorderseite eines heran nahenden Trog, der sich von Grönland aus bis nach Zentralfrankreich erstreckt und deutlich auf dem 500 hPa Niveau zu sehen ist. Eine besonders markante Windscherung im südwestlichen Teil des Gebietes ist in der Abbildung hervorgehoben. Der 17. Januar ist geprägt von überwiegend stratiformem Niederschlag mit mäßiger Reflektivität ( $10 - 15 \text{ dBZ}$ ), der annähernd das gesamte Analysegebiet bedeckt und innerhalb der betrachteten Stunde seine Lage kaum verändert. Die dynamischen

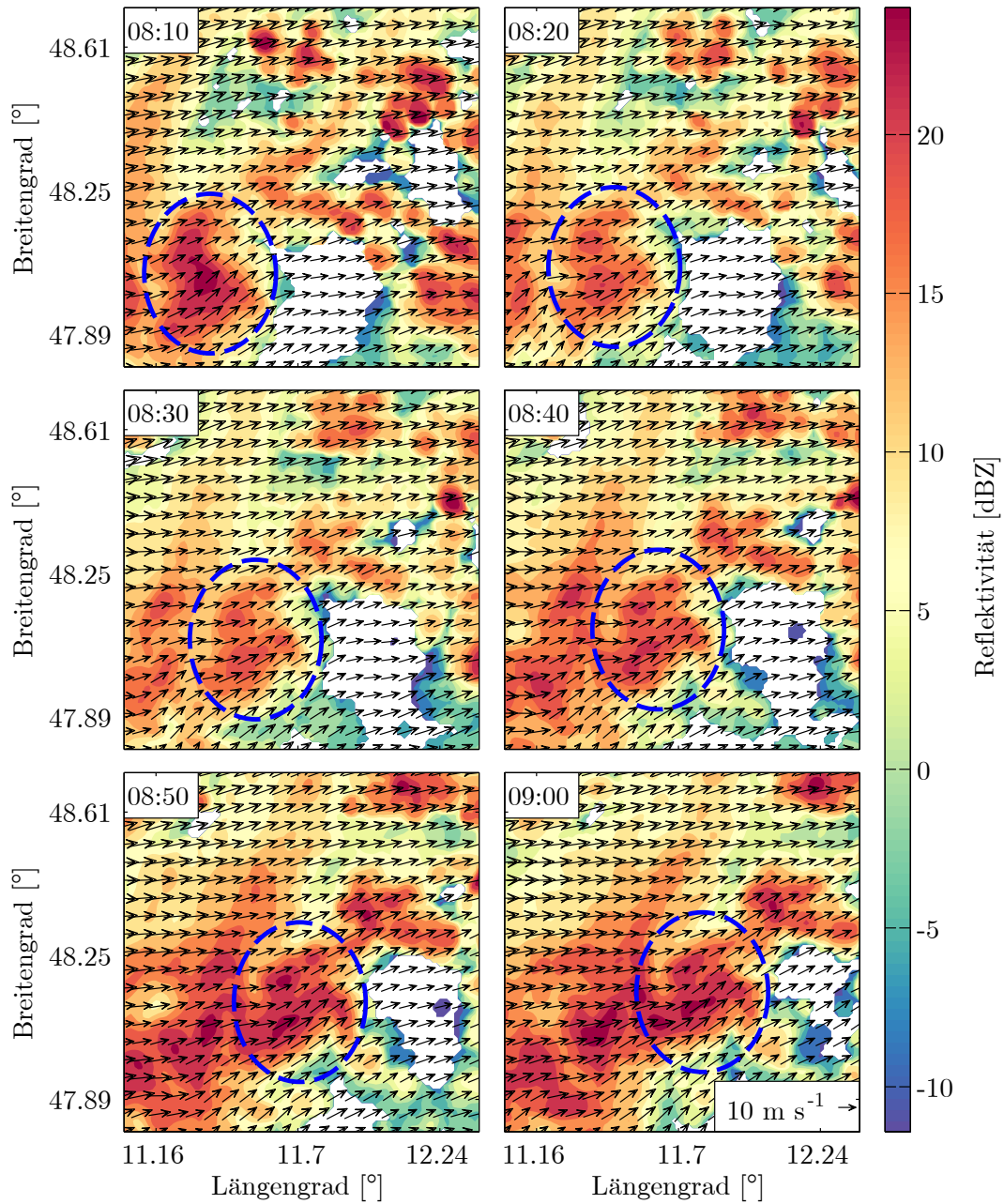
Prozesse sind verbunden mit einer Kaltfront, die das Analysegebiet durchzogen hat. Vorherrschender Wind war am 08. April ein Westwind mit leichter Windscherung, am 17. Januar ein Süd-Westwind mit leichten Divergenzen und Konvergenzen.

Abbildungen (5.10) und (5.11) zeigen, analog zu den Auswertungen in Kapitel 4.2.1, die Abweichungen der beiden Windfelder zu Mode-S Daten sowie den *RAHP* Daten. Die Abweichung der Windrichtung wird ausschließlich zu den Mode-S Messungen bestimmt. Am 17. Januar herrschen auf den untersten beiden Höhenleveln sehr geringe Windgeschwindigkeiten ( $\leq 2 \text{ m s}^{-1}$ ). Das COSMO-DE Feld, welches als Hintergrund genutzt wird, prognostiziert zudem einen leichten Wind in entgegengesetzte Richtung. Durch dieses Zusammenspiel weisen die Abweichungen in diesem Bereich sehr große Werte auf, der Fehler in der Windgeschwindigkeit hingegen ist gering. Auf den betrachteten Höhen hat das Windfeld am 8. April eine MQA von etwa  $10^\circ$  in der Windrichtung und  $1,6 \text{ m s}^{-1}$  in der Windgeschwindigkeit, das Windfeld am 17. Januar etwa  $15^\circ$  in der Windrichtung und  $2,3 \text{ m s}^{-1}$  in der Windgeschwindigkeit.

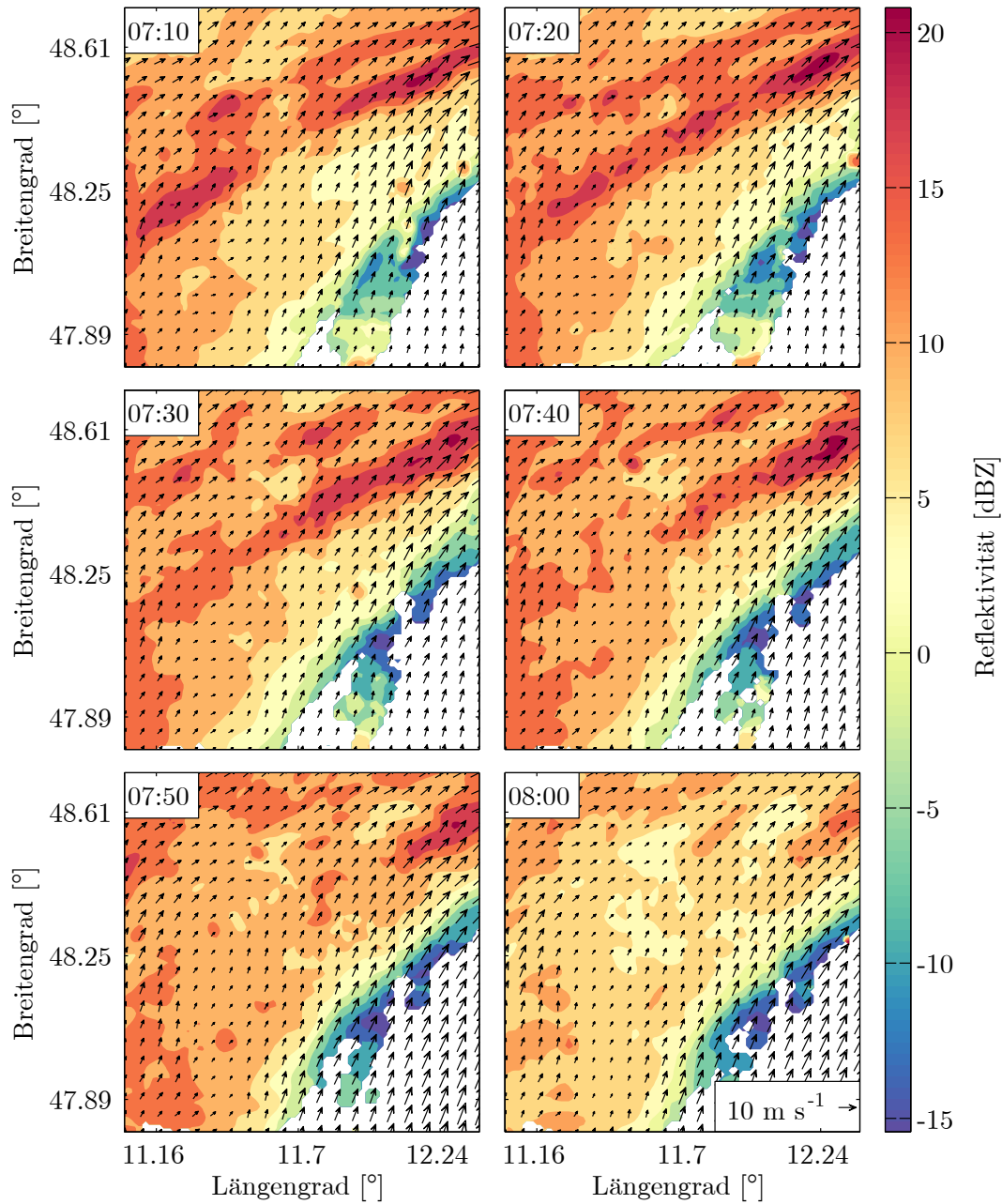
Die Lagrangesche Vorhersage wird nun qualitativ mit den analysierten Windfeldern verglichen. Abbildungen (5.12) und (5.13) sowie (5.14) und (5.15) zeigen die Analyse (links) sowie die Vorhersage (rechts) der meridionalen Windkomponente der Windfelder vom 08. April 2014 bzw. 17. Januar 2014 überlagert mit dem horizontalen Windvektor. Die Vorhersagen werden gestartet um 08:10 UTC bzw. 07:10 UTC für einen Vorhersagehorizont von einer Stunde. Die Advektionsvektoren bestimmen sich aus der Korrelation der Windfelder zu den Zeitpunkten 07:50 UTC und 08:00 UTC bzw. 06:50 UTC und 07:00 UTC.

Eine markante horizontale Windscherungen ist im südwestlichen Teil des Analysegebietes zum Startzeitpunkt der Vorhersage vom 08. April um 08:10 UTC erkennbar. Für Flughäfen sind solche Windscherungen von großer Bedeutung. Ihre Kenntnis ist nicht nur essentiell für die Flugsicherheit, sondern die Windrichtung, abhängig von der Lage zur Start- bzw. Landebahn, bestimmt auch die Betriebsrichtung des Flugverkehrs sowie den Transport und Zerfall von Wirbelschleppen.

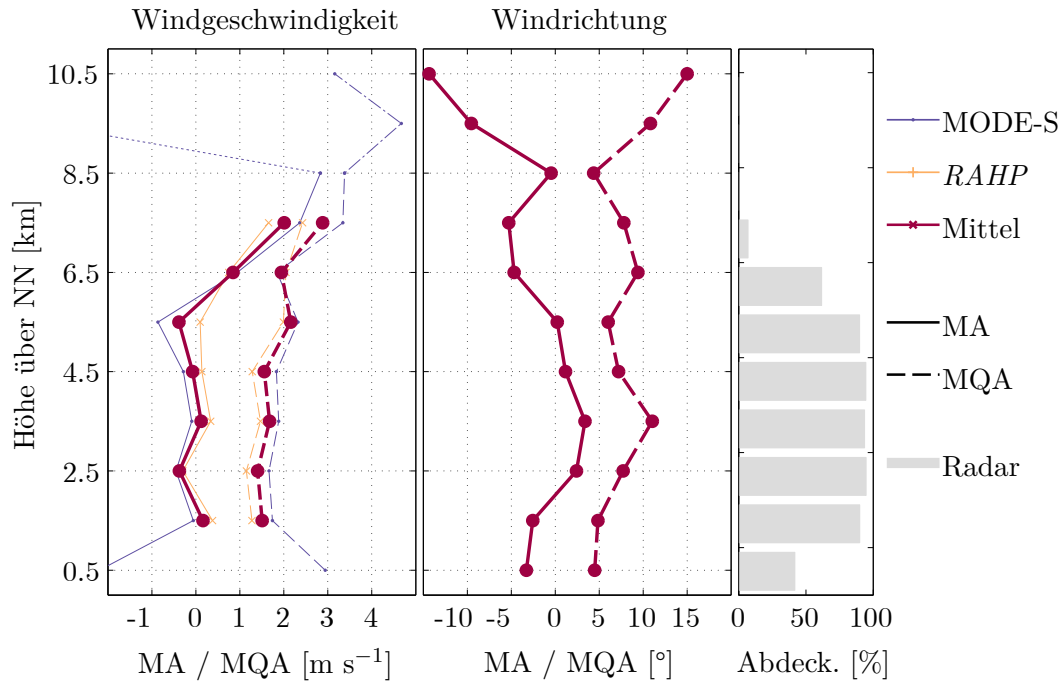
Anhand der Analyse lässt sich nachverfolgen, dass die Windscherung in Richtung des Flughafens transportiert wird. Diese Windscherung lässt sich über den kompletten Zeitraum von einer Stunde verfolgen. Die Vorhersage mittels Lagrangescher Persistenz (rechts) ist sehr gut in der Lage die Advektion der Windscherung wiederzugeben. Aufgrund des kleinen Analysegebietes ist es für größere Advektionsgeschwindigkeiten nicht sinnvoll eine längere Vorhersage zu bestimmen, da keine



**Abbildung 5.8.:** Horizontales Windfeld sowie Reflektivität am 08. April 2014. Dargestellt ist das Feld im Analysegebiet in der Höhe 3,5 km über NN zwischen 08:10 UTC und 09:00 UTC. Hervorgehoben ist eine markante Windscherung, die über die betrachtete Stunde verfolgt werden kann.



**Abbildung 5.9.:** Horizontales Windfeld sowie Reflektivität am 17. Januar 2014. Dargestellt ist das Feld im Analysegebiet in der Höhe 2,5 km über NN zwischen 07:10 UTC und 08:00 UTC.



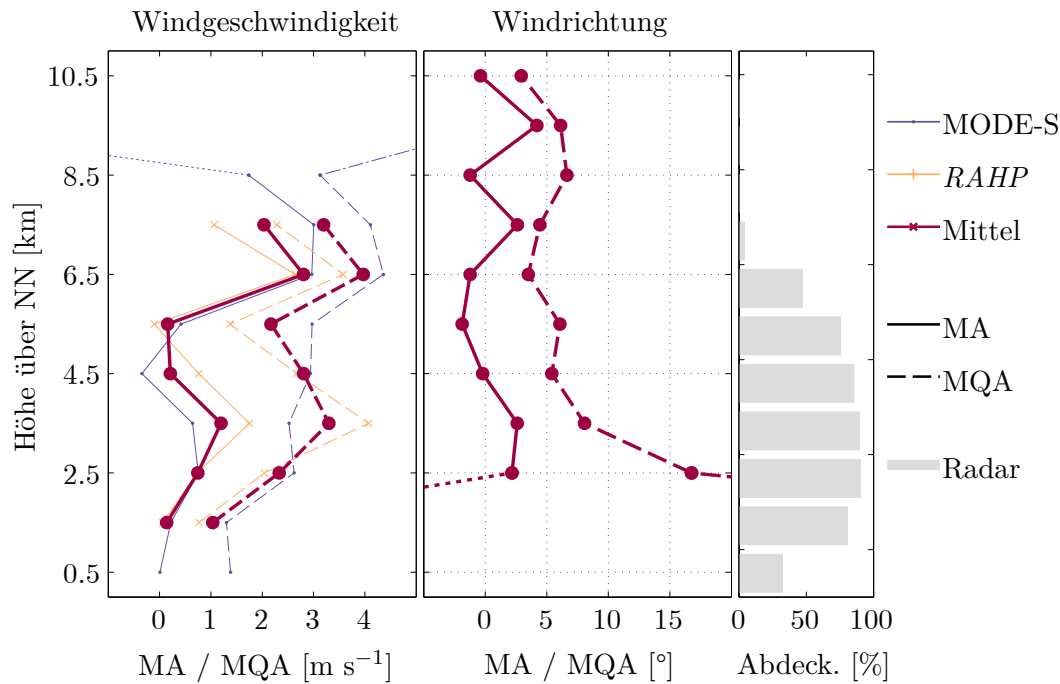
**Abbildung 5.10.:** Fehlervalidierung der Windfelder am 8. April 2014. Die Fehler in einem Zeitraum von 08:10 UTC bis 09:00 UTC wurden validiert anhand von Mode-S Daten (orange) sowie *RAHP* Daten (grau). Gezeigt wird die mittlere Abweichung sowie die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung für radiale Geschwindigkeiten in  $[m\ s^{-1}]$  bzw. Windrichtung in  $[^\circ]$  aufgetragen über die Analysehöhe. Rechts: Für die Bestimmung des Windfeldes genutzte Datenabdeckung mit Radardaten in [%].

Aussage über die Randbedingungen getroffen werden kann.

Auch am 17. Januar weist das Startwindfeld um 07:10 UTC eine schwach ausgeprägte Windscherung auf in Form einer geringen Windgeschwindigkeit in der Mitte des Gebietes ( $|\mathbf{v}_h| \approx 0\ m\ s^{-1}$ ) und einer starken Zunahme dieser im östlichen Teil ( $|\mathbf{v}_h| \approx 10\ m\ s^{-1}$ ). Im Laufe der betrachteten Stunde verstärkt sich diese Windscherung vor allem im südöstlichen Teil deutlich. Lokal ändert sich die Windrichtung kaum, die Windstärke nimmt jedoch stark zu ( $|\mathbf{v}_h| \approx 20\ m\ s^{-1}$ ), was auch in Abbildung (5.9) zu sehen ist. Die Lagrangesche Persistenzannahme, die davon ausgeht, dass die Variabilität eines Feldes durch Advektion bestimmt ist, ist nicht in der Lage diese betragsmäßige Änderung wiederzugeben. Lediglich die sehr geringe Advektion wurde gut vorhergesagt.

Nach Analyse der beiden Fallstudien stellt sich die Frage, ob es eine Möglichkeit gibt im Vorfeld zu evaluieren, ob die Annahme der Lagrangeschen Persistenz für ein bestimmtes Windfeld sinnvoll ist oder nicht.

Abbildung (5.16) zeigt für zwei Tage, an denen die Lagrangesche Persistenzannahme

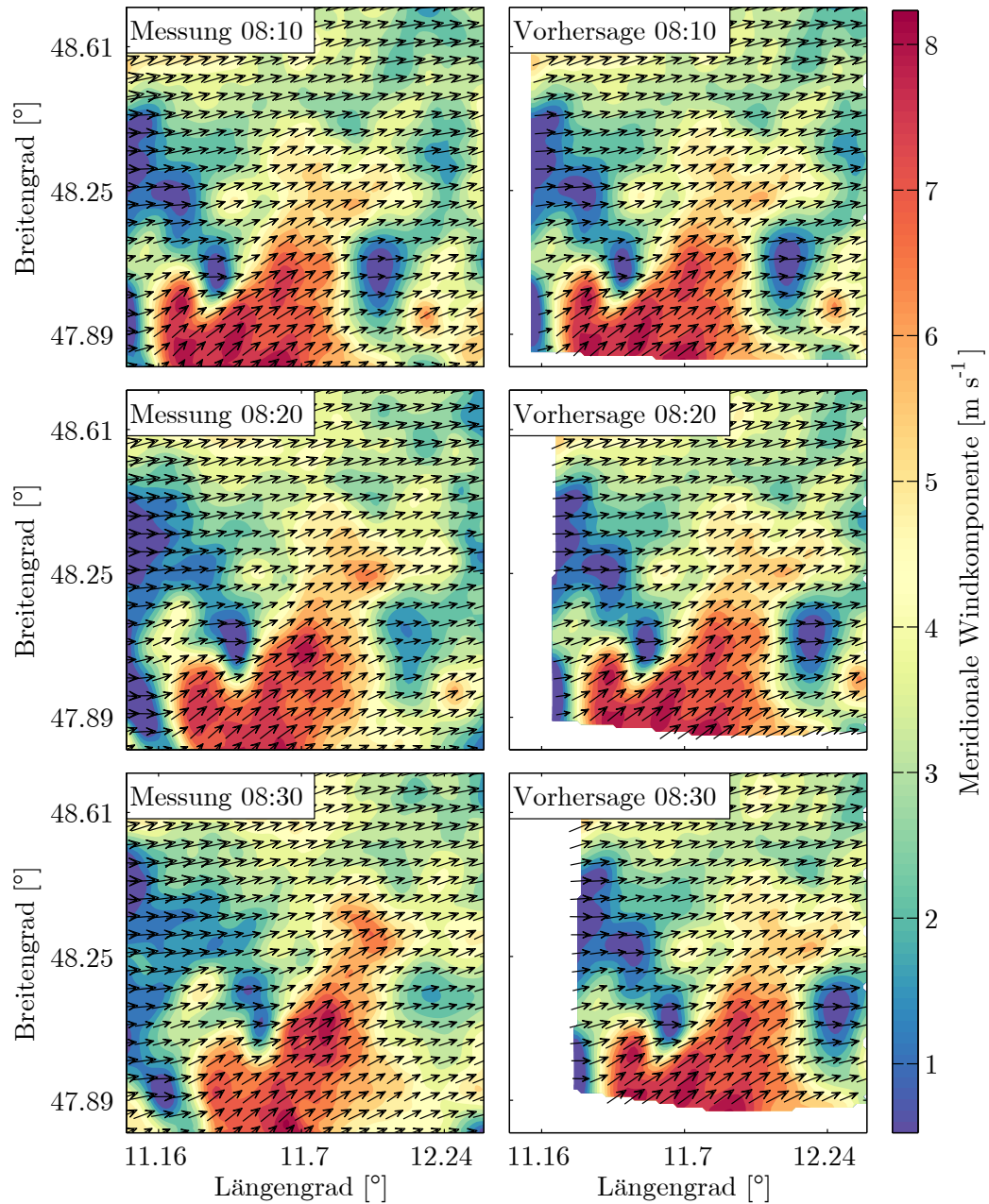


**Abbildung 5.11.:** Abbildung wie (5.10) für den 17. Januar 2014 in einem Zeitraum von 07:10 UTC bis 08:00 UTC.

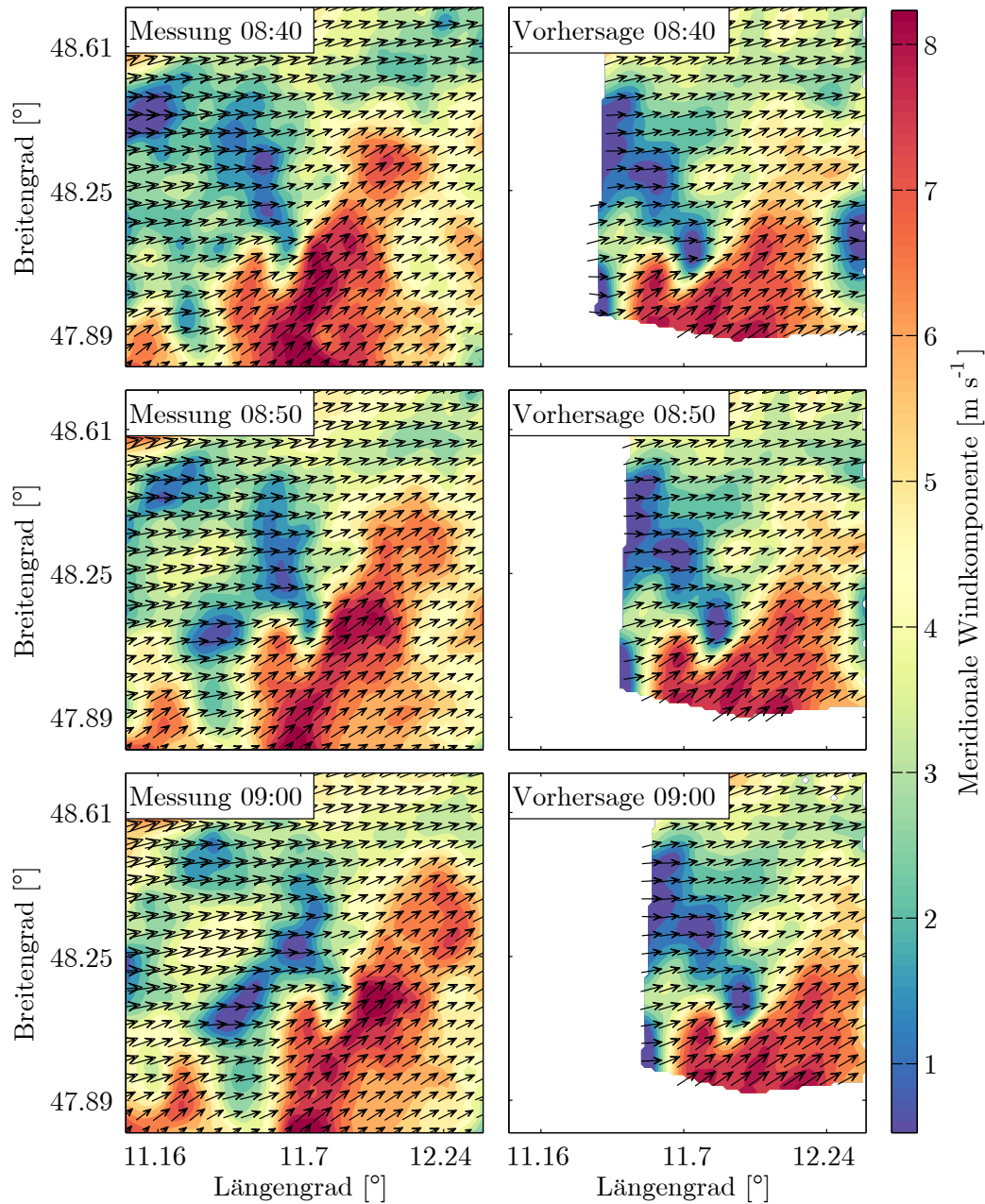
gute Vorhersageergebnisse geliefert hat (30. Juni 2014 sowie 08. April 2014) und zwei Tage, an denen die Lagrangesche Persistenzannahme nicht in der Lage war die Windentwicklung gut vorherzusagen (17. Januar 2014 und 21. Januar 2014) (vgl. auch Abbildung (5.3) und (5.4)), die zeitliche Korrelationsfunktion zwischen vorhergesagtem und analysiertem Windfeld (zonale Windkomponente (orange) und meridionale Windkomponente (rot) sowie horizontale Windgeschwindigkeit (blau)). Bereits für den ersten Zeitschritt von 10 Minuten sieht man einen deutlichen Unterschied zwischen den beiden Gruppen. In den Fällen, in denen die Lagrangesche Persistenzannahme die Vorhersage deutlich verbessert hat, weisen die Felder eine geringe Korrelation auf, andernfalls ist der Korrelationskoeffizient hoch.

Um das Ergebnis zu verallgemeinern, zeigt Abbildung (5.17) Streudiagramme des Verhältnisses zwischen prozentualer Verbesserung der Vorhersage mit Lagrangescher Persistenz gegenüber Eulerscher Persistenz (Ordinate) und dem Korrelationskoeffizient zwischen den beiden aufeinanderfolgenden Feldern, die für die Bestimmung der Advektionsvektoren genutzt werden (Abszisse). Dargestellt ist dies für die zonale Windkomponente (orange), meridionale Windkomponente (rot) und horizontale Windgeschwindigkeit (blau) des gesamten Analysegebietes. Eingetragen ist außerdem die Ausgleichsgerade. Es ist eine deutliche Korrelation zu erkennen. Der Korrelationskoeffizient beträgt -0.44.



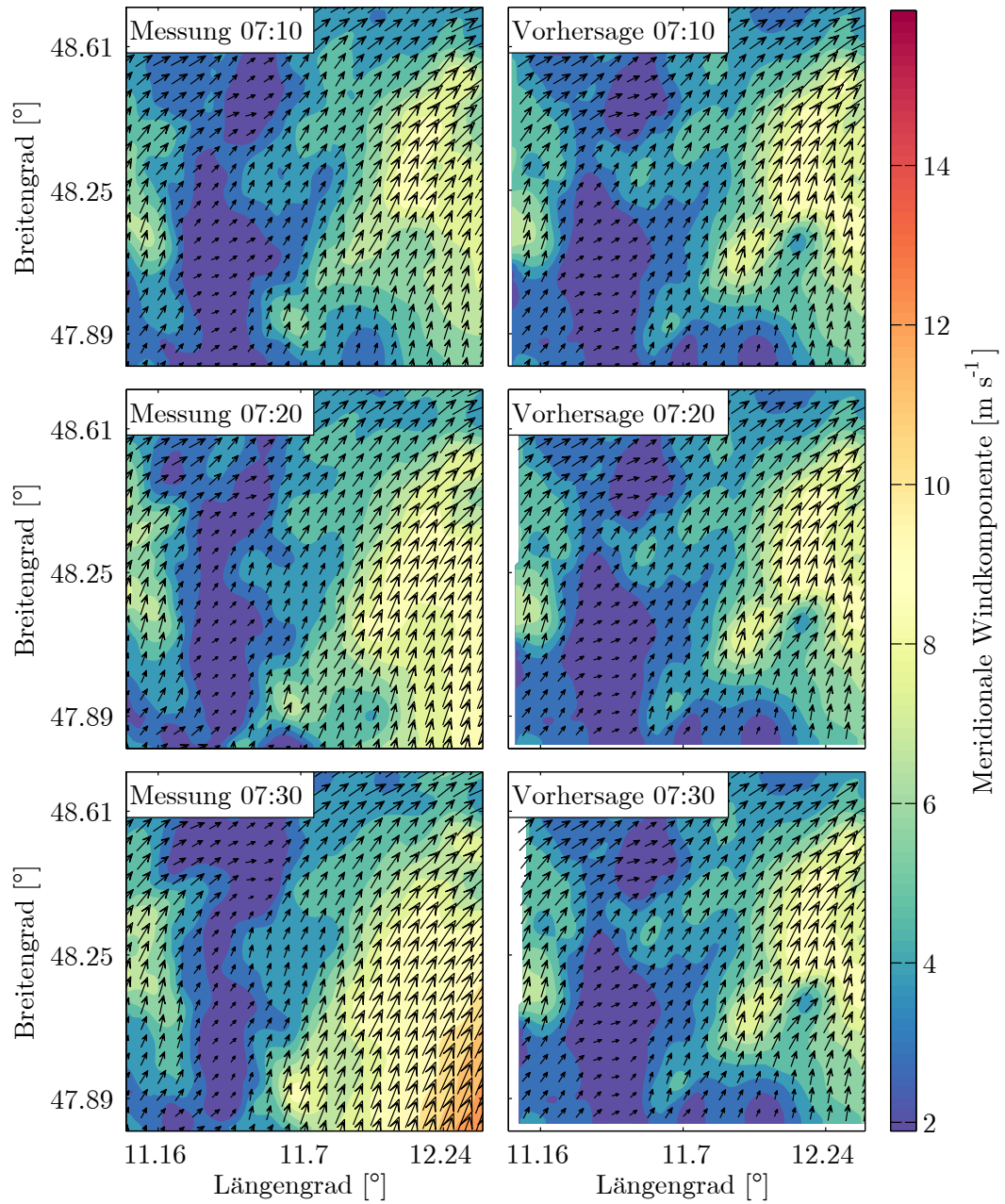


**Abbildung 5.12.:** Analyse (links) sowie Vorhersage (rechts) der meridionalen Windkomponente des Windfeldes vom 08. April 2014 von 08:10 UTC bis 08:30 UTC. Die Vorhersage wurde mittels Lagrangescher Persistenz bestimmt.

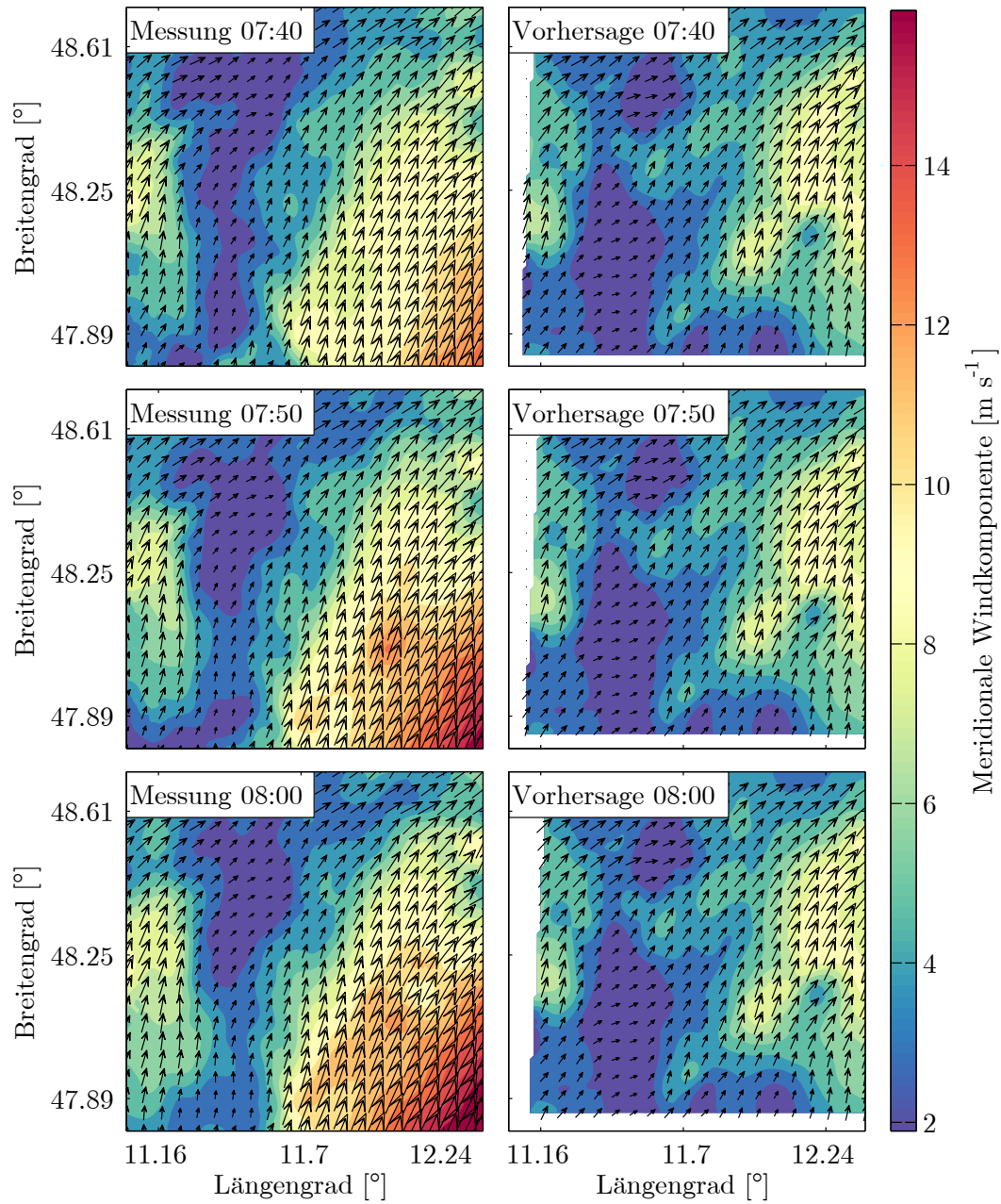


**Abbildung 5.13.:** Analyse (links) sowie Vorhersage (rechts) der meridionalen Windkomponente des Windfeldes vom 08. April 2014 von 08:40 UTC bis 09:00 UTC. Die Vorhersage wurde mittels Lagrangescher Persistenz bestimmt.

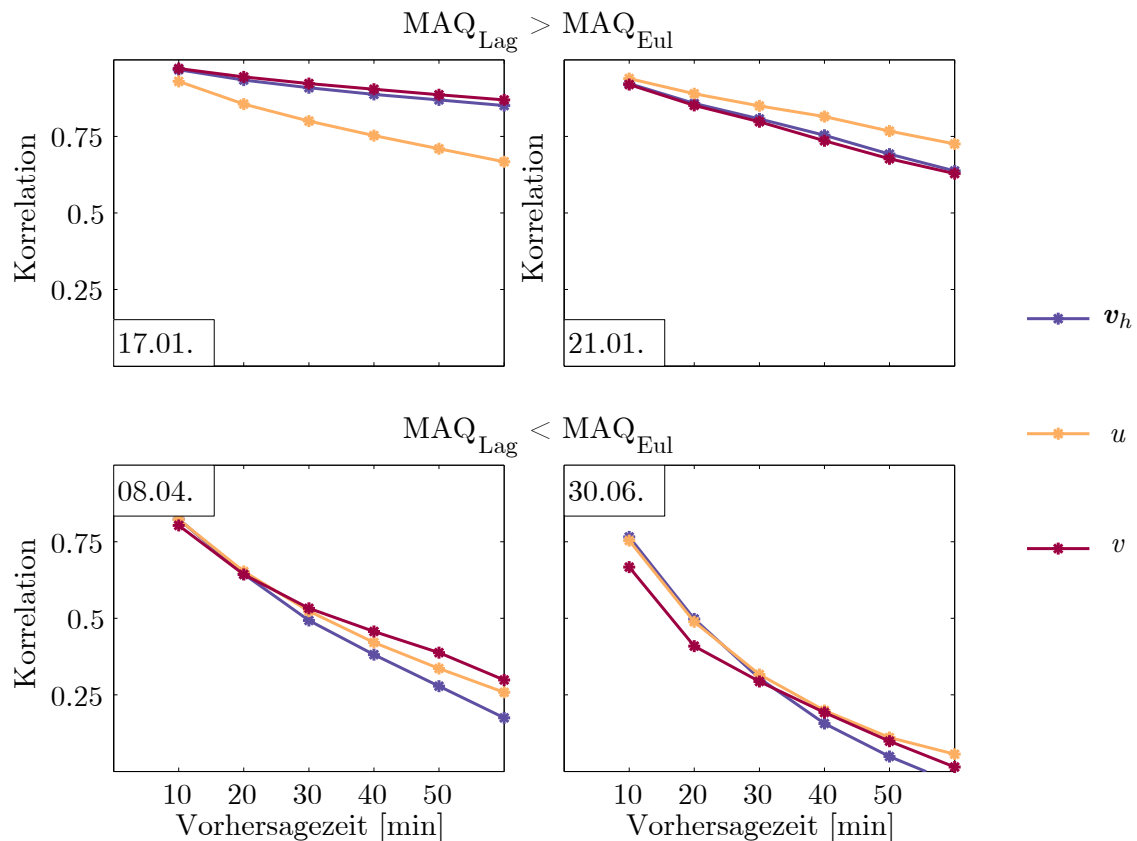




**Abbildung 5.14.:** Analyse (links) sowie Vorhersage (rechts) der meridionalen Windkomponente des Windfeldes vom 17. Januar 2014 von 07:10 UTC bis 07:30 UTC. Die Vorhersage wurde mittels Lagrangescher Persistenz bestimmt.

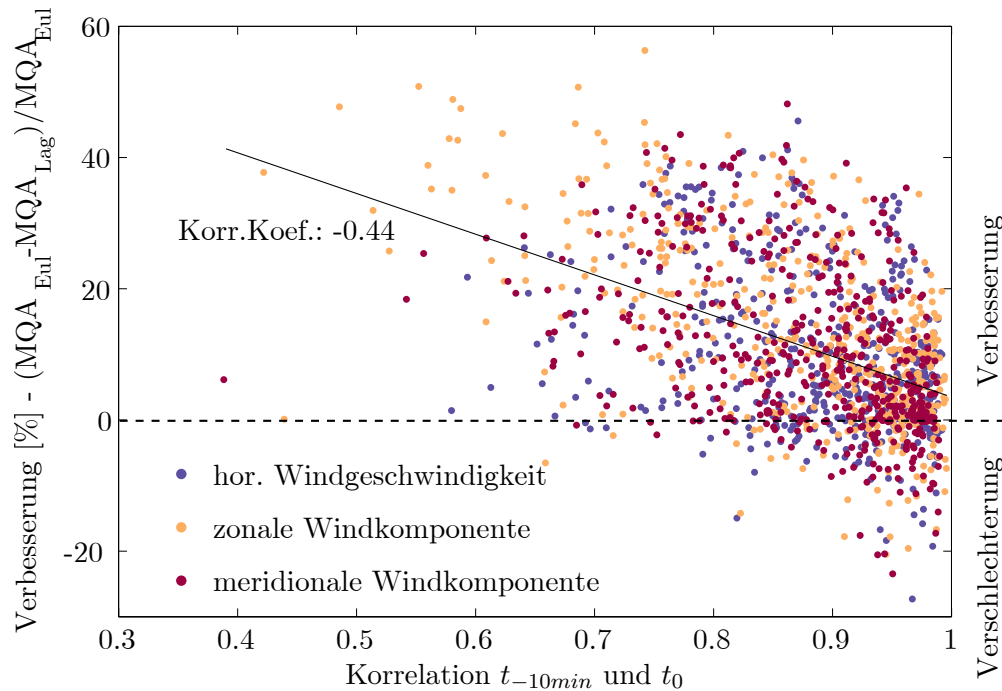


**Abbildung 5.15.:** Analyse (links) sowie Vorhersage (rechts) der meridionalen Windkomponente des Windfeldes vom 17. Januar 2014 von 07:40 UTC bis 08:00 UTC. Die Vorhersage wurde mittels Lagrangescher Persistenz bestimmt.



**Abbildung 5.16.:** Zeitliche Korrelationsfunktionen zwischen vorhergesagtem und analysiertem Windfeld zweier Tage, an denen die Lagrangesche Persistenzannahme gute Vorhersageergebnisse geliefert hat (30. Juni 2014 sowie 08. April 2014, unten) und zweier Tage, an denen die Lagrangesche Persistenzannahme nicht in der Lage war, die Windentwicklung gut vorherzusagen (17. Januar 2014 und 21. Januar 2014, oben). Betrachtet wurden alle Gitterpunkte auf den Höhen zwischen 1,5 und 4,5 km über NN.

Es besteht anscheinend ein Zusammenhang zwischen der zeitlichen Korrelation der Felder und dem Nutzen, den man aus der Lagrangeschen Persistenzannahme gegenüber der Eulerschen Persistenzannahme zieht. Bereits bei der Bestimmung der Advektionsvektoren kann die zeitliche Korrelation der beiden Felder dazu genutzt werden, einen Eindruck zu bekommen, ob die Vorhersage mit der Lagrangeschen Persistenzannahme gute oder weniger gute Ergebnisse erzielen wird. Bei hoher Korrelation (geringer zeitlichen Änderung des Feldes) liefert die Lagrangesche Persistenzannahme weniger gute Ergebnisse. Dies kann mehrere Gründe haben: zum einen ist eine geringe Änderung des Feldes mit der Zeit meist mit einer stratiformen Wetersituation verbunden. In stratiformen Situationen kann es bei der Berechnung der Advektionsvektoren zu Fehlern kommen, da keine ausgeprägten Indikatoren vorliegen, anhand derer die Vektoren bestimmt werden (Laroche & Zawadzki, 1994). Zum anderen ist häufig eine geringe räumliche Änderung mit der Zeit verbunden mit einer betragsmäßigen Änderung des Feldes mit der Zeit, also einem Anwachsen oder Abnehmen des Feldes z. B. durch Stauregen, was weder durch die Eulersche noch



**Abbildung 5.17.:** Streudiagramm des Verhältnisses zwischen prozentualer Verbesserung der Vorhersage mit Lagrangeschen Persistenz gegenüber Eulerschen Persistenz (Ordinate) und Korrelationskoeffizient des ersten Zeitschrittes (Abszisse). In orange: zonale Windkomponente, in rot: meridionale Windkomponente, in blau: horizontale Windgeschwindigkeit. Der Korrelationskoeffizient beider Größen beträgt -0,44.

die Lagrangesche Persistenz wiedergegeben werden kann. Aus der Ausgleichsgeraden in Abbildung (5.17) kann geschlossen werden, dass die Annahme der Lagrangeschen Persistenz in jedem Falle der Eulerschen vorzuziehen ist. Die Mehrzahl der Punkte liegt oberhalb der Nulllinie. Wenige Fälle, in denen die Lagrangesche Persistenzannahme schlechter abgeschnitten hat als die Eulersche, sind hauptsächlich auf eine fehlerhafte Abschätzung der Advektionsvektoren zurückzuführen.

Das schlechte Abschneiden der Lagrangeschen Persistenzannahme im Fallbeispiel vom 17. Januar, ist hervorgegangen aus einer nicht erfassten Zunahme der Geschwindigkeit. Dies könnte durch einen zusätzlichen Wachstumsterm gelöst werden. Ein solcher Term wurde schon vielfach im Rahmen der Niederschlagsprognose diskutiert. Die Wachstumsrate kann, ebenso wie der Advektionsvektor, berechnet werden über die Zunahme bzw. Abnahme einzelner Zellen in zwei aufeinanderfolgenden Feldern (Mecklenburg et al., 2000). Germann & Zawadzki (2002) untersuchten die Hinzunahme eines solchen Wachstumstermes in ihren Analysen und konnten keine eindeutigen Schlussfolgerungen ziehen. In einigen Fällen führt das Hinzunehmen eines Wachstumsfaktors zu einer deutlichen Verbesserung der Vorhersage, in anderen Fällen hat der Wachstumsfaktor jedoch keine oder sogar negative Auswirkungen auf die Prognosegüte.

In diesem Kapitel wurde gezeigt, dass die analysierten Windfelder in der Lage sind, die Kurzzeitfristprognose von Wind in einem Zeitraum von mindestens 60 Minuten deutlich zu verbessern. Schon die Eulersche Persistenzannahme, angewendet auf die mit der entwickelten Methode bestimmten Windfelder, verbessert die Vorhersage des Windfeldes deutlich gegenüber der Vorhersage mit dem wesentlich komplexeren numerischen Wettermodell COSMO-DE. Desweiteren wurde gezeigt, dass sich die aus der Vorhersage von Regenzellen bekannte Lagrangesche Persistenzannahme auf die Prognose des Windfeldes übertragen lässt und in der Lage ist, den Fehler in vielen Fällen nochmals deutlich zu verringern. Abschließend wurde ein Entscheidungskriterium gefunden, welches Aufschluss darüber geben kann, ob die Annahme der Lagrangeschen Persistenz in einer Situation zielführend ist oder nicht.



## 6. Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war die Entwicklung einer Methodik zur Erfassung und Kurzzeitfristprognose (Nowcasting) eines dreidimensionalen Windfeldes. Bei der Strukturierung des Lösungsweges haben sich vier Fragen herauskristallisiert. Nun wird abschließend geprüft, ob diese Fragen im Rahmen der vorliegenden Arbeit beantwortet worden sind.

Die beiden ersten Frage bezogen sich auf die methodische Entwicklung des Modells zur Bestimmung des Windfeldes und lauteten wie folgt:

1. Ist die dreidimensionale Variationsanalyse (3DVAR) in der Lage, Windfelder innerhalb eines größeren Volumens mit räumlich konstanter Genauigkeit zu bestimmen?

- 1.1 Kann ein Datensatz gefunden werden, mit dem das Windfeld im gesamten Gebiet statistisch signifikant validiert werden kann?

Kernstück des Modells zur Bestimmung des dreidimensionalen Windfeldes ist die Variationsanalyse. Diese ist Stand der Technik für die Bestimmung von Windfeldern im Rahmen von Feldexperimenten. Es wurde dargelegt, dass die Anwendung mit Daten operationeller Systeme einiger Anpassungen bedarf. In Kapitel 4.1 wurden mit 34 Windfeldern aus dem COSMO-DE Wettermodell synthetische Radarmessungen generiert, anhand derer das Modell auf die vorhandene Datengrundlage abgestimmt wurde. Es wurde gezeigt, dass das Modell in der Lage ist, Windfelder mit den synthetischen Messdaten innerhalb eines gesamten Volumens mit hoher Genauigkeit zu bestimmen. Die synthetischen Daten wurden mit einem angenommenen Messfehler belegt sowie räumlich auf Niederschlagsgebiete eingeschränkt, dennoch können so nicht alle Eigenschaften realer Daten (wie z. B. Entfaltungsfehler) abgebildet werden. Daher wurden in Kapitel 4.2 Auswertungen mit realen Messungen validiert. Dazu wurden 628 Windfelder aus 21 Tagen des Jahres 2014 bestimmt und mit einer außergewöhnlich großen Menge an Messdaten validiert. Zur Validierung lagen flugzeuggebundene Mode-S Daten, operationell gemessene Radiosondenprofile sowie Volumenmessungen eines weiteren Radars am meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg vor. Es hat sich herausgestellt, dass die Radiosondendaten weniger geeignet waren einen zuverlässigen Fehler anzugeben, da das von ihnen abgedeckte

Gebiet sowohl räumlich als auch zeitlich zu gering aufgelöst ist und der Fehler damit sehr abhängig von der Datenverteilung sowie Wettersituation des Einzelfalles ist. Die Validierung von Windfeldern innerhalb eines großen Volumens ist nicht einfach, da das Windfeld nur punktuell gemessen werden kann. Dennoch wurden mit den beiden anderen Datenquellen (Mode-S und Radar) ein Datensatz gefunden, der das gesamte Gebiet erfasst und in Summe einen zuverlässigen Fehler des Modelles bestimmen kann. Die geschätzten MQA liegen im Mittel für die Windgeschwindigkeit auf den Höhen mit der größten Datenabdeckung (1,5 bis 4,5 km über NN) zwischen  $1 \text{ m s}^{-1}$  und  $2 \text{ m s}^{-1}$ . Für die Windrichtung zwischen  $20^\circ$  und  $25^\circ$ . Die Fehler konnten aufgrund der großen Menge an Validierungsdaten mit einer sehr geringen mittleren Standardabweichung von  $0,03 \text{ m s}^{-1}$  bzw.  $0,4^\circ$  bestimmt werden. Mit diesen Validierungsmöglichkeiten war es auch möglich statistisch signifikante Sensitivitätsstudien zu machen. Die entwickelte Methode ist zuverlässig in der Lage, auch mit nur zwei Radaren und selbst mit einem einzelnen Radar das Windfeld präzise zu bestimmen, wobei die Abweichung zu den Messdaten in allen Fällen unter der Abweichung des Hintergrundfeldes liegt.

Damit wurde gezeigt, dass die dreidimensionale Variationsanalyse (3DVAR) in der Lage ist, Windfelder innerhalb eines größeren Volumens mit räumlich konstanter Genauigkeit zu bestimmen und dass ein Datensatz, bestehend aus zwei unterschiedlichen Datenquellen, gefunden werden konnte, um das Windfeld im gesamten Gebiet statistisch signifikant zu validieren. Darüber hinaus ist die Methode schnell genug, um Windfelder für den operationellen Gebrauch bestimmen zu können (Berechnungszeit  $< 5$  Minuten).

Es muss bedacht werden, dass in dieser Arbeit ausschließlich Situationen mit Niederschlag betrachtet wurden. In niederschlagsfreien Situationen werden von den Radaren kaum oder gar keine Daten geliefert, was die Ableitung von dreidimensionalen Windfeldern unmöglich macht.

Der zweite Teil der Arbeit bezog sich auf die Kurzzeitvorhersage des Windfeldes. Dazu wurden folgende Fragen gestellt:

2. Können die zeitlich hoch aufgelösten Windfelder an sich genutzt werden, um die Kurzzeitprognose für Wind gegenüber der Vorhersage numerischer Wettermodelle zu verbessern?

- 2.1 Lässt sich die Annahme der Lagrangeschen Persistenz, die oft für die Prognose von Regenzellen postuliert wird, auf Windfelder übertragen, um die Vorhersage für einen Vorhersagehorizont von bis zu 60 Minuten gegenüber der Eulerschen Persistenz zu verbessern?

In einer ersten Untersuchung wurden Kurzzeitvorhersagen in einem Zeitraum von



bis zu einer Stunde unter der Annahme der Eulerschen Persistenz mit der Vorhersage des numerischen Wettermodelles COSMO-DE vergleichen. Dies ist insofern neuartig, als dass der Wind nicht nur an einzelnen Messstationen vorliegt, sondern ein gesamtes Volumen füllt. Die Fehler wurden anhand von Mode-S Daten validiert. Es stellte sich heraus, dass die Kurzzeitfristprognose selbst für den maximal betrachteten Vorhersagehorizont bessere Ergebnisse liefert, als das numerische Wettermodell. Zuvor wurden die räumlich und zeitlich hoch aufgelösten Windfelder dazu verwendet, die Variabilität des Windes im Analysegebiet zu untersuchen. Dabei zeigte sich, dass die zeitliche Änderung des Windes in einigen Situationen innerhalb kleiner Zeitschritte große Werte annehmen kann und so die Eulersche Persistenz oft nicht erfüllt ist. Unter der Annahme der Lagrangeschen Persistenz konnte die Vorhersage in vielen Fällen noch deutlich verbessert werden. Als Referenz wurden für den Vergleich die analysierten Windfelder genutzt. Die Variabilität des Windfeldes konnte häufig zu großen Teilen durch Advektion beschrieben werden.

Die analysierten Windfelder können nicht nur an sich genutzt werden, um die Kurzzeitfristprognose für Wind zu verbessern, sondern auch die Annahme der Lagrangeschen Persistenz lässt sich in vielen Fällen auf die Windfelder übertragen, was dazu beiträgt, den Vorhersagefehler weiter zu reduzieren. Die Methode hat ihre Grenzen, sobald die zeitliche Entwicklung des Feldes, abseits der Advektion, eine signifikante Rolle spielt.

Abschließend wurde gezeigt, dass eine negative Korrelation besteht zwischen der Verbesserung, die unter der Annahme der Lagrangeschen Persistenz gegenüber der Eulerschen erzielt wird, und der zeitlichen Korrelation der beiden Felder, die für die Bestimmung des Verschiebungsvektors verwendet wurden. So kann bereits bei der Bestimmung der Verschiebungsvektoren ein Eindruck gewonnen werden, ob die Vorhersage mit der Lagrangeschen Persistenzannahme gute Ergebnisse erzielen wird. Bei einer geringen zeitlichen Korrelation der beiden Felder, zeigt die Lagrangesche Persistenzannahme einen großen Gewinn gegenüber der Eulerschen. In diesen Fällen wird die Änderung im Windfeld durch Transport, nicht durch lokale Quellen und Senken bestimmt.

Einige Ideen wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr verwirklicht, sind jedoch für weitere Forschung von Interesse. Am Modell zur Bestimmung des Windfeldes können noch Erweiterungen getestet werden, auf die hier aber nur kurz eingegangen wird. Zum Beispiel wurde der Fehler des Hintergrundfeldes in der Kostenfunktion als fester Skalar angenommen. Aufwändiger, jedoch auch genauer ist die Verwendung einer Fehlerkovarianzmatrix (wie in Gao et al., 2004; Simonin et al., 2014). Auch der angenommene Messfehler der Radardaten, der pauschal auf  $1 \text{ m s}^{-1}$  gesetzt wurde,

kann differenzierter spezifiziert werden, z. B. über das Verhältnis zwischen Signal zu Rauschen (engl.: *signal to noise ratio*, SNR) und die Wellenlänge (Miller & Strauch, 1974). Außerdem ist es möglich den Aspekt der zeitlichen Differenz der Aufnahme verschiedener Messungen nicht nur durch Gewichtung und Advektion zu berücksichtigen, sondern als vierte Kontrollvariable direkt in die Variationsanalyse einzubinden (4DVAR, siehe z. B. Nijhuis et al., 2014).

In Kapitel 4.2.2 wurde das Energiedichtespektrum der analysierten Windfelder untersucht mit dem Ergebnis, dass die absolute Energiemenge auf allen Wellenlängen etwas geringer ausfällt. Skamarock (2004) haben gezeigt, dass diese Abnahme der Energie abhängig ist von der Ordnung der Glättungsfunktion innerhalb des Modells. In dieser Arbeit wird eine Glättung zweiter Ordnung verwendet, die weniger skalensensitiv ist. In weiteren Untersuchungen sollte getestet werden, ob eine Glättung höherer Ordnung die Energiemenge, vor allem im Bereich größerer Wellenlängen, erhöhen kann.

Im Rahmen der Vorhersage sollten ebenfalls einige Erweiterungen getestet werden. Für die Bestimmung der Advektionsvektoren wurden die Felder der meridionalen und zonalen Windkomponente gewählt. In homogenen Windsituationen kann dies dazu führen, dass die Advektionsvektoren falsch geschätzt werden. Daher sollte überlegt werden, welche Felder mit stärker ausgeprägten Merkmalen stattdessen genutzt werden können. Bieringer & Winkler (2007) ließen sich eine Methode patentieren, welche skalare Merkmale durch Lagrangesche Integration verstärkt. Sie nutzten es, um horizontale Divergenz zu detektieren. Eine solche akkumulierte Divergenz kann dann genutzt werden, um die Verschiebungsvektoren zu bestimmen.

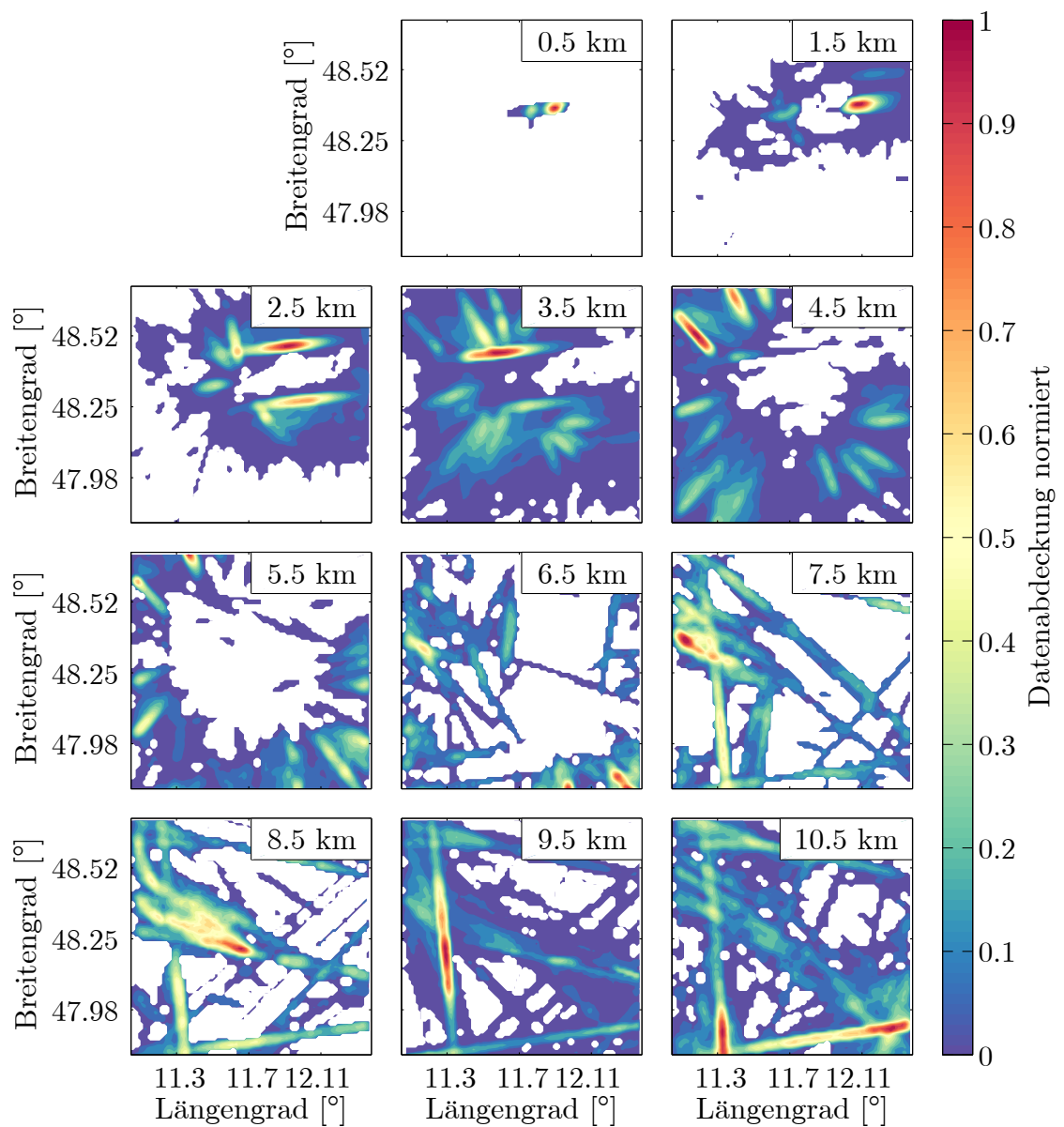
Wie zuvor erwähnt ist die Annahme Lagrangescher Persistenz nicht erfüllt, sobald das Windfeld eine zeitliche Entwicklung, abseits der reinen Advektion durchläuft. Um dies in der Vorhersage zu berücksichtigen kann zum Beispiel ein Wachstumsterm eingefügt werden (siehe z. B. Mecklenburg et al., 2000). Auch in Situationen, in denen die Lagrangesche Persistenzannahme für den betrachteten Zeitraum erfüllt war, war die maximale Vorhersagezeit begrenzt durch das Analysegebiet. Die genutzten Messinstrumente würden es zulassen das Gebiet zu vergrößern, wobei dann, besonders im Bereich der Alpen, die Topografie im Gitter berücksichtigt werden sollte. Um den Vorhersagehorizont noch weiter zu vergrößern, kann getestet werden, auf welche Weise sich die Kurzzeitfristprognose am besten mit der Vorhersage numerischer Wettermodelle kombinieren lässt. Dazu existieren bereits einige Ansätze aus dem Bereich der Regenvorhersage (siehe z. B. Kober et al., 2012; Scheufele et al., 2014; Kober et al., 2014). Mit der größeren Abdeckung könnte auch getestet werden, ob die direkte Assimilierung des Windfeldes in das COSMO-DE Modell Vorteile gegenüber der Assimilierung der Rohdaten mit sich bringt.

Die effektive Auflösung des Modells (10 km) ist maßgeblich durch die Gitterauflösung von  $\Delta x = 1$  km bestimmt. Im Bereich der Windenergie- oder auch der Wirbelschleppenforschung werden mitunter höher aufgelöste Windfelder benötigt. Dies ist mit Wetterradardaten schwer zu erreichen. Jedoch ist das Modell so aufgebaut, dass es einfach auf eine andere Datengrundlage übertragbar ist. So ist ein Versuchsaufbau in einem kleineren Analysegebiet unter Verwendung von Lidardaten als Hauptdatenquelle denkbar, wobei die Randbedingungen für die vertikale Geschwindigkeit z. B. aus einer Analyse mit Radardaten gezogen werden können.

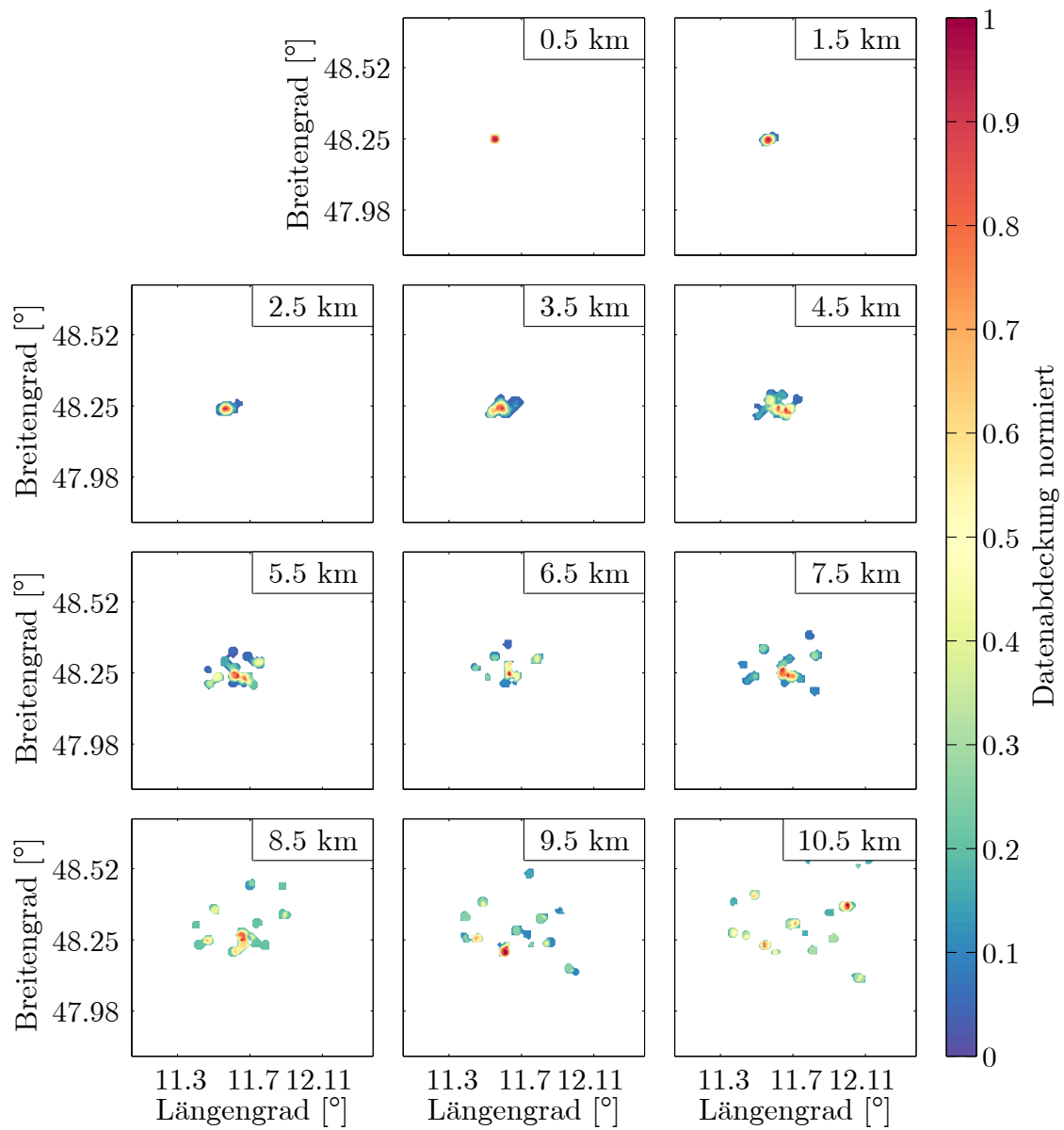
Für die Anwendung mit Radardaten ist schlussendlich die operative Implementierung eines Nowcastings unter Verwendung aller Daten des deutschen Radarverbundes wünschenswert, da die Auswertungen in der vorliegenden Arbeit gezeigt haben, dass dies zu einer verbesserten Kenntnis des Windfeldes beitragen würde.



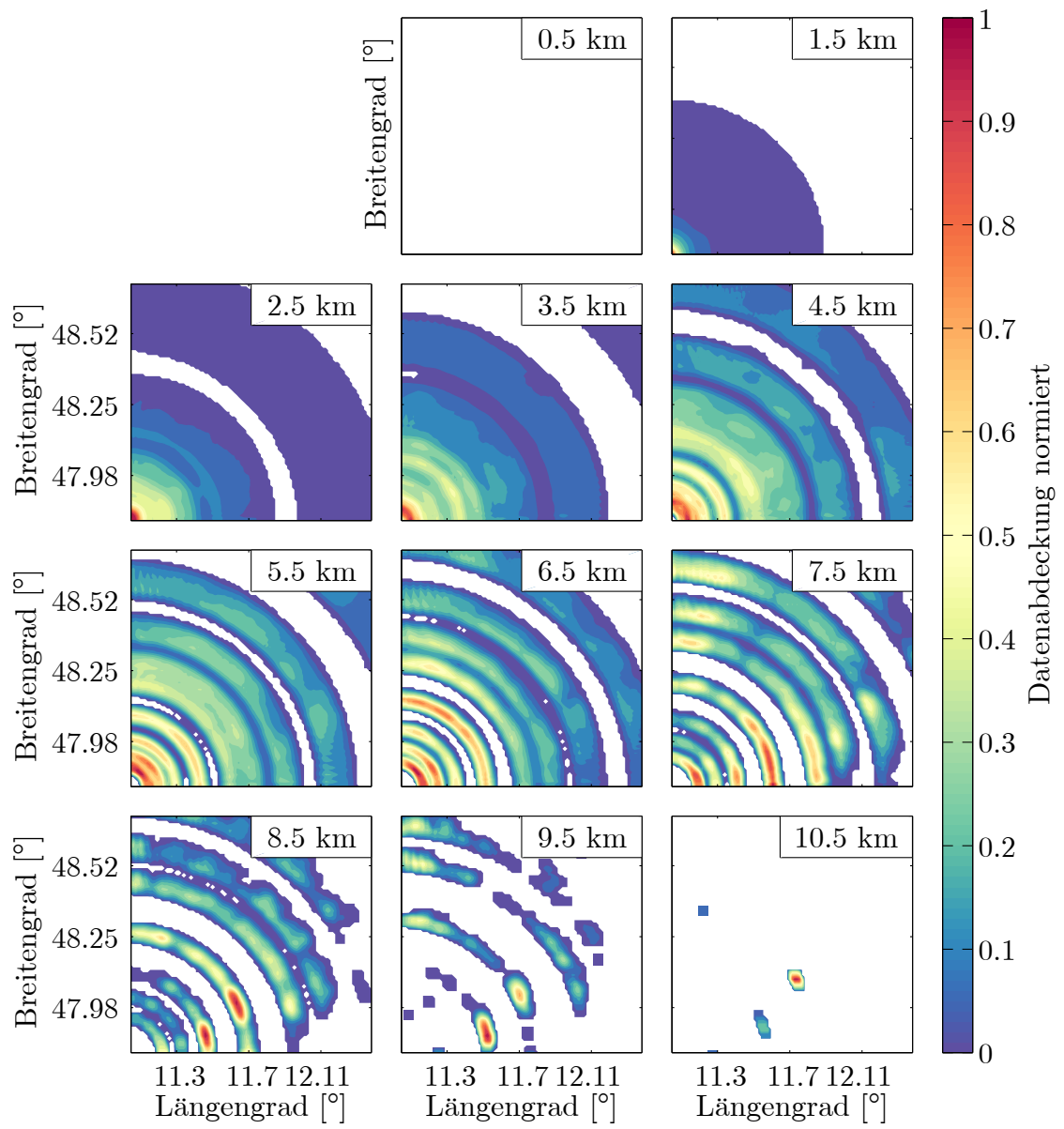
# A. Datenverfügbarkeit der Validierungsdaten



**Abbildung A.1.:** Räumliche Aufteilung der Datenverfügbarkeit der für die Validierung der analysierten Windfelder genutzten Mode-S Daten auf allen Höhenleveln (0,5 – 10,5 km über NN).



**Abbildung A.2.:** Abbildung wie (A.1) für die Radiosondendaten.



**Abbildung A.3.:** Abbildung wie (A.1) für die *RAHP* Daten.





# Symbolverzeichnis

## Lateinische Buchstaben

$\mathbf{a}$	Eigenwerte	-
$a_1$	Erster Eigenwert	-
$a_2$	Zweiter Eigenwert	-
$c$	Ausbreitungsgeschwindigkeit	$\text{m s}^{-1}$
$d_{\text{num}}$	Anzahl der an einem Gitterpunkt verwendeten Messdaten	-
$\mathbf{e}$	Eigenvektoren	$\text{m s}^{-1}$
ER	Einflussradius	m
$f$	Frequenz	$\text{s}^{-1}$
$F[k]$	Fouriertransformierte	$\text{m s}^{-1}$
$f[n]$	Inverse Fouriertransformierte	$\text{m s}^{-1}$
$G$	Anzahl der Gitterpunkte	-
$J$	Kostenfunktion	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
$J_X$	Terme der Kostenfunktion	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
$k$	Wellenzahl	$\text{m}^{-1}$
$k_0$	Grenzwellenzahl	$\text{m}^{-1}$
$L$	Schranke	variabel
PRF	Pulsfolgefrequenz	$\text{s}^{-1}$
$P$	Wahrscheinlichkeit	-
$r$	Entfernung	m
$R_{\text{max}}$	Maximale Reichweite	m
$t_0$	Startzeitpunkt	s
$u$	Zonale Windkomponente	$\text{m s}^{-1}$
$\mathbf{u}_\gamma$	Windgeschwindigkeit im Hauptachsensystem	$\text{m s}^{-1}$
$\mathbf{v}$	Dreidimensionaler Geschwindigkeitsvektor	$\text{m s}^{-1}$
$v$	Meridionale Windkomponente	$\text{m s}^{-1}$
$\mathbf{v}_h$	Horizontaler Geschwindigkeitsvektor	$\text{m s}^{-1}$
$v_r$	Radiale Windgeschwindigkeit	$\text{m s}^{-1}$

$\mathbf{v}_r$	Vektor mit radialen Geschwindigkeiten	$\text{m s}^{-1}$
$v_{r,\max}$	Nyquistgeschwindigkeit	$\text{m s}^{-1}$
$v_{\text{lift}}$	Aufstiegsgeschwindigkeit	$\text{m s}^{-1}$
$w$	Gewicht	-
$w$	Vertikale Windkomponente	$\text{m s}^{-1}$
$w_T$	Partikel Fallgeschwindigkeit	$\text{m s}^{-1}$
$\mathbf{x}$	Position	$\text{m}$
$x, y, z$	Raumkoordinaten	$\text{m}$
$Z$	Radarreflektivität	$\text{dBZ}$

## Griechische Buchstaben

$\alpha$	Advektionsvektor	$\text{m}$
$\beta$	Öffnungswinkel des Radarstrahls	$^\circ$
$\gamma$	Laufindex über die Eigenwerte	-
$\lambda$	Wellenlänge	$\text{m}$
$\lambda_0$	Grenzwellenlänge	$\text{m}$
$\lambda_X$	Gewichtungen der Kostenfunktion	-
$\mu$	Mittelwert	variabel
$\phi$	Azimuthwinkel	$^\circ$
$\Psi$	Gemessene Feldgröße	variabel
$\hat{\Psi}$	Vorhergesagte Feldgröße	variabel
$\rho$	Dichte	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho_0$	Höhenabhängige Dichte	$\text{kg m}^{-3}$
$\rho'$	Kleinskalige Dichteschwankungen	$\text{kg m}^{-3}$
$\sigma$	Standardabweichung	variabel
$\sigma^2$	Varianz	variabel
$\sigma_0$	Instrumentenmessfehler	$\text{m s}^{-1}$
$\tau$	Vorhersagezeitschritt	$\text{s}$
$\theta$	Elevationswinkel	$^\circ$
$\chi^2$	Güte des Fits	variabel

## Indizes und mathematische Operationen

$(\cdot)'$	Abweichender, gemessener Wert
$\tilde{(\cdot)}$	Korrigierter Wert
$\bar{(\cdot)}$	Mittelwert

$\hat{(\cdot)}$	Vorhergesagter Wert
$(\cdot)^T$	Transponierte Matrix
$(\cdot)_v$	Vertikal
$(\cdot)_h$	Horizontal
$(\cdot)_t$	Zeitlich
$(\cdot)_{\max}$	Maximal
$(\cdot)_V$	Zum Beitrag der Fernerkundungsmessungen zur Kostenfunktion gehörig
$(\cdot)_I$	Zum Beitrag der in situ Messungen zur Kostenfunktion gehörig
$(\cdot)_B$	Zum Beitrag des Hintergrundfeldes zur Kostenfunktion gehörig
$(\cdot)_S$	Zum Beitrag der Glättung zur Kostenfunktion gehörig
$(\cdot)_{MC}$	Zum Beitrag der Kontinuitätsgleichung zur Kostenfunktion gehörig
$(\cdot)_l$	In der Luft gemessen
$(\cdot)_b$	Am Boden gemessen
$\Delta(\cdot)$	Differenz
$\nabla$	Nabla-Operator
$\det(\cdot)$	Determinante
$\text{Cov}(\cdot, \cdot)$	Kovarianz
$\exp(\cdot)$	Exponentialfunktion
$\int_x(\cdot)dx$	Integral über $x$
$\sum_x^y(\cdot)$	Summe von $x$ bis $y$
$\frac{d}{dt}(\cdot)$	Einfache Ableitung nach der Zeit
$\frac{\partial(\cdot)}{\partial x}$	Einfache partielle Ableitung nach $x$
$\frac{\partial^2(\cdot)}{\partial x^2}$	Zweifache partielle Ableitung nach $x$

## Abkürzungen

3DVAR	Dreidimensionale Variationsanalyse
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DWD	Deutscher Wetterdienst
NN	Normalnull - Nullniveau der Bezugshöhe
<i>POLD</i>	Radar des DLR in Oberpfaffenhofen
<i>ISEN</i>	Radar des DWD in Isen
<i>MUCR</i>	Radar des DWD am Flughafen München
<i>RAHP</i>	Radar des DWD am meteor. Observatorium in Oberschleißheim
<i>MUCL</i>	Lidar des DWD am Flughafen München
<i>MUC</i>	Radar und Lidar des DWD am Flughafen München
COSMO-DE	Numerisches Wetterprognosemodell

<i>SYNDAT1</i>	Synthetische Daten Typ 1
<i>SYNDAT2</i>	Synthetische Daten Typ 2
MAE	Mittlere Absoluter Fehler
MA	Mittlere Abweichung
MQA	Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung
Mittel	Mittelwert
Stabw	Standardabweichung
Min	Minimalwert
Max	Maximalwert
<i>oMSoS</i>	Auswertung ohne Mode-S, ohne Radiosonde
<i>mMSoS</i>	Auswertung mit Mode-S, ohne Radiosonde
<i>mMSmS</i>	Auswertung mit Mode-S, mit Radiosonde
real	Auswertung anhand von Messungen
ana	Auswertung anhand von Analysefeldern
Eul	Analyse unter Annahme Eulerscher Persistenz
Lag	Analyse unter Annahme Lagrangescher Persistenz

# Literaturverzeichnis

- Alberoni, P., Ferraris, L., Marzano, F., Nanni, S., Pelosini, R., Siccardi, F. (2002), The Italian radar network: current status and future developments. *Proc. of ERAD02*, pp. 339–344.
- Alexiadis, M., Dokopoulos, P., Sahsamanoglou, H. (1999), Wind speed and power forecasting based on spatial correlation models. *IEEE Transactions on Energy Conversion*, vol. 14, No. 3, pp. 836–842.
- Askelson, M. A., Aubagnac, J.-P., Straka, J. M. (2000), An adaptation of the Barnes filter applied to the objective analysis of radar data. *Monthly weather review*, vol. 128, No. 9, pp. 3050–3082.
- Augst, A., Hagen, M. (2017), Interpolation of operational radar data to a regular Cartesian grid exemplified by Munich’s airport radar configuration. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 34, No. 3, pp. 495–510.
- Austin, G., Bellon, A. (1974), The use of digital weather radar records for short-term precipitation forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 100, No. 426, pp. 658–664.
- Bacmeister, J. T., Eckermann, S. D., Newman, P. A., Lait, L., Chan, K. R., Loewenstein, M., Proffitt, M. H., Gary, B. L. (1996), Stratospheric horizontal wavenumber spectra of winds, potential temperature, and atmospheric tracers observed by high-altitude aircraft. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 101, No. D5, pp. 9441–9470.
- Baldauf, M., Förstner, J., Klink, S., Reinhardt, T., Schraff, C., Seifert, A., Stephan, K., Wetterdienst, D. (2006), Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kürzestfrist LMK und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. *Version 2.4, 24.11.2016, Deutscher Wetterdienst, D-63004 Offenbach*.
- Balsley, B., Carter, D. (1982), The spectrum of atmospheric velocity fluctuations at 8 km and 86 km. *Geophysical Research Letters*, vol. 9, No. 4, pp. 465–468.
- Bargen, D. W., Brown, R. C. (1980), Interactive radar velocity unfolding. *19th Conference on Radar Meteorology*, pp. 278–285.

- Barnes, S. L. (1964), A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 3, No. 4, pp. 396–409.
- Bechrakis, D. A., Sparis, P. D. (2004), Correlation of wind speed between neighboring measuring stations. *IEEE Transactions on Energy Conversion*, vol. 19, No. 2, pp. 400–406.
- Bedient, P. B., Hoblit, B. C., Gladwell, D. C., Vieux, B. E. (2000), NEXRAD radar for flood prediction in Houston. *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 5, No. 3, pp. 269–277.
- Bellon, A., Austin, G. (1978), The evaluation of two years of real-time operation of a short-term precipitation forecasting procedure (SHARP). *Journal of Applied Meteorology*, vol. 17, No. 12, pp. 1778–1787.
- Bellon, A., Zawadzki, I. (1994), Forecasting of hourly accumulations of precipitation by optimal extrapolation of radar maps. *Journal of Hydrology*, vol. 157, No. 1-4, pp. 211–233.
- Bieringer, P., Winkler, S. (2007), Atmospheric feature detection using Lagrangian scalar integration. US Patent App. 11/472,644.
- Blackman, J. W., R. B. and Tukey (1959), Particular pairs of windows. *The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering*, pp. 98–99. Dover Publications, New York.
- Bluestein, H. B., Gaddy, S. G., Dowell, D. C., Pazmany, A. L., Galloway, J. C., McIntosh, R. E., Stein, H. (1997), Doppler radar observations of substorm-scale vortices in a supercell. *Monthly weather review*, vol. 125, No. 6, pp. 1046–1059.
- Bluestein, H. B., Pazmany, A. L. (2000), Observations of tornadoes and other convective phenomena with a mobile, 3-mm wavelength, Doppler radar: The spring 1999 field experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 81, No. 12, pp. 2939–2951.
- Bousquet, O., Chong, M. (1998), A multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 15, No. 2, pp. 343–359.
- Bousquet, O., Delanoë, J., Bielli, S. (2016), Evaluation of 3D wind observations inferred from the analysis of airborne and ground-based radars during HyMeX SOP-1. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 142, No. S1, pp. 86–94.
- Bousquet, O., Montmerle, T., Tabary, P. (2008a), Using operationally synthesized

- multiple-Doppler winds for high resolution horizontal wind forecast verification. *Geophysical Research Letters*, vol. 35, No. 10.
- Bousquet, O., Tabary, P. (2014), Development of a nationwide real-time 3-D wind and reflectivity radar composite in France. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 140, No. 679, pp. 611–625.
- Bousquet, O., Tabary, P., Parent du Châtelet, J. (2007), On the value of operationally synthesized multiple-Doppler wind fields. *Geophysical Research Letters*, vol. 34, No. 22.
- Bousquet, O., Tabary, P., Parent du Châtelet, J. (2008b), Operational multiple-Doppler wind retrieval inferred from long-range radial velocity measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 47, No. 11, pp. 2929–2945.
- Bowler, N. E., Pierce, C. E., Seed, A. (2004), Development of a precipitation now-casting algorithm based upon optical flow techniques. *Journal of Hydrology*, vol. 288, No. 1, pp. 74–91.
- Browning, K., Wexler, R. (1968), The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 7, No. 1, pp. 105–113.
- Caumont, O., Ducrocq, V. (2008), What should be considered when simulating Doppler velocities measured by ground-based weather radars? *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 47, No. 8, pp. 2256–2262.
- Cho, J. Y., Newell, R. E., Barrick, J. D. (1999), Horizontal wavenumber spectra of winds, temperature, and trace gases during the Pacific Exploratory Missions, 2. Gravity waves, quasi-two-dimensional turbulence, and vertical modes. *Journal of geophysical research*, vol. 104, No. 16, pp. 297–16.
- Chong, c., M, Georgis, J., Bousquet, O., Brodzik, S., Burghart, C., Cosma, S., Germann, U., Gouget, V., Houze Jr, R., James, C., et al. (2000), Real-Time Wind Synthesis from Doppler Radar Observations during the Mesoscale Alpine Programme. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 81, No. 12, pp. 2953–2962.
- Chong, M., Testud, J., Roux, F. (1983), Three-dimensional wind field analysis from dual-Doppler radar data. Part II: Minimizing the error due to temporal variation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 22, No. 7, pp. 1216–1226.
- Chornoboy, E. S., Matlin, A. M., Morgan, J. P. (1994), Automated storm tracking for terminal air traffic control. *Lincoln Laboratory Journal*, vol. 7, No. 2, pp. 427–448.

- Cressman, G. P. (1959), An operational objective analysis system. *Monthly weather review*, vol. 87, No. 10, pp. 367–374.
- Dahl, J. M., Höller, H., Schumann, U. (2011), Modeling the flash rate of thunderstorms. Part II: Implementation. *Monthly Weather Review*, vol. 139, No. 10, pp. 3112–3124.
- Dawson, D. T., Xue, M. (2006), Numerical forecasts of the 15–16 June 2002 Southern Plains mesoscale convective system: impact of mesoscale data and cloud analysis. *Monthly weather review*, vol. 134, No. 6, pp. 1607–1629.
- de Haan, S. (2010), Quality assessment of high resolution wind and temperature observations from ModeS. Techn. Ber., WR 2009-07, KNMI, De Bilt, The Netherlands.
- de Haan, S. (2011), High-resolution wind and temperature observations from aircraft tracked by Mode-S air traffic control radar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 116, No. D10.
- de Haan, S. (2013), An improved correction method for high quality wind and temperature observations derived from Mode-S EHS. Techn. Ber., TR-338, KNMI, De Bilt, The Netherlands.
- DIN EN 50160 (2011), Merkmale der Spannung in öffentlichen Elektrizitätsversorgungsnetzen; Deutsche Fassung EN 50160:2010 + Cor. :2010.
- Dirksen, R., Sommer, M., Immler, F., Hurst, D., Kivi, R., Vömel, H. (2014), Reference quality upper-air measurements: GRUAN data processing for the Vaisala RS92 radiosonde. *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 7, No. 12, pp. 4463–4490.
- Dolan, B. A., Rutledge, S. A. (2007), An integrated display and analysis methodology for multivariable radar data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 46, No. 8, pp. 1196–1213.
- Dowell, D. C., Bluestein, H. B. (1997), The Arcadia, Oklahoma, storm of 17 May 1981: Analysis of a supercell during tornadogenesis. *Monthly weather review*, vol. 125, No. 10, pp. 2562–2582.
- Dowell, D. C., Shapiro, A. (2003), Stability of an iterative dual-Doppler wind synthesis in Cartesian coordinates. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 20, No. 11, pp. 1552–1559.
- DWD (2015), Radarverbundskarte. [http://www.dwd.de/DE/derdwd/messnetz/atmosphaerenbeobachtung/\\_functions/Teasergroup/radarverbund\\_teaser5.html](http://www.dwd.de/DE/derdwd/messnetz/atmosphaerenbeobachtung/_functions/Teasergroup/radarverbund_teaser5.html). Abgerufen: 01.03.2017.



- DWD (2017), Radarprodukte. <http://www.dwd.de/DE/leistungen/radarprodukte/radarprodukte.html>. Abgerufen: 20.02.2017.
- Easterbrook, C. C. (1975), Estimating horizontal wind fields from a two-dimensional curve fitting of single-Doppler radar measurements. *Preprints, 16th Radar Meteorology Conf., Houston, TX, Amer. Meteor. Soc.*, pp. 414–416.
- Efron, B. (1979), Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife. *The Annals of Statistics*, vol. 7, No. 1, pp. 1–26.
- Eilts, M. D., Smith, S. D. (1990), Efficient dealiasing of Doppler velocities using local environment constraints. *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, vol. 7, No. 1, pp. 118–128.
- Elsberry, R. L., Harr, P. A. (2008), Tropical cyclone structure (TCS08) field experiment science basis, observational platforms, and strategy. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci*, vol. 44, No. 3, pp. 209–231.
- EPEX SPOT SE (2017), EPEX SPOT Intraday-Handel. [https://www.epexspot.com/de/erneuerbare\\_energien/integrierte\\_intraday\\_markte](https://www.epexspot.com/de/erneuerbare_energien/integrierte_intraday_markte). Abgerufen: 27.04.2017.
- Epstein, E. S. (1969), A scoring system for probability forecasts of ranked categories. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 8, No. 6, pp. 985–987.
- Erdem, E., Shi, J. (2011), ARMA based approaches for forecasting the tuple of wind speed and direction. *Applied Energy*, vol. 88, No. 4, pp. 1405–1414.
- Errico, R. M. (1985), Spectra computed from a limited area grid. *Monthly weather review*, vol. 113, No. 9, pp. 1554–1562.
- Etling, D. (2008), *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Springer-Verlag, Heidelberg, Deutschland, 2. Aufl. ISBN 3-540-42815-1.
- Eurocontrol (2016), Monthly Network Operations Report - Analysis January 2016 – December 2016. <http://www.eurocontrol.int/publications/network-operations-report-january-2016>. Abgerufen: 20.02.2017.
- Fiacco, A. V., McCormick, G. P. (1964a), Computational algorithm for the sequential unconstrained minimization technique for nonlinear programming. *Management Science*, vol. 10, No. 4, pp. 601–617.
- Fiacco, A. V., McCormick, G. P. (1964b), The sequential unconstrained minimization technique for nonlinear programming, a primal-dual method. *Management Science*, vol. 10, No. 2, pp. 360–366.
- Fiacco, A. V., McCormick, G. P. (1966), Extensions of SUMT for nonlinear programming: equality constraints and extrapolation. *Management Science*, vol. 12,

- No. 11, pp. 816–828.
- Foote, G. B., Du Toit, P. (1969), Terminal velocity of raindrops aloft. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 8, No. 2, pp. 249–253.
- Frech, M., Holzäpfel, F., Gerz, T., Konopka, J. (2002), Short-term prediction of the horizontal wind vector within a wake vortex warning system. *Meteorological Applications*, vol. 9, No. 1, pp. 9–20.
- Friedrich, K., Hagen, M. (2004a), On the use of advanced Doppler radar techniques to determine horizontal wind fields for operational weather surveillance. *Meteorological Applications*, vol. 11, No. 2, pp. 155–171.
- Friedrich, K., Hagen, M. (2004b), Wind synthesis and quality control of multiple-Doppler-derived horizontal wind fields. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, No. 1, pp. 38–57.
- Fulton, R. A. (1998), WSR-88D polar-to-HRAP mapping. Techn. Ber., Hydrologic Research Laboratory, Office of Hydrology, National Weather Service, Silver Spring, MD.
- Gao, J., Xue, M., Brewster, K., Droegemeier, K. K. (2004), A three-dimensional variational data analysis method with recursive filter for Doppler radars. *Journal of Atmospheric and oceanic technology*, vol. 21, No. 3, pp. 457–469.
- Gao, J., Xue, M., Shapiro, A., Droegemeier, K. K. (1999), A variational method for the analysis of three-dimensional wind fields from two Doppler radars. *Monthly Weather Review*, vol. 127, No. 9, pp. 2128–2142.
- Germann, U., Zawadzki, I. (2002), Scale-dependence of the predictability of precipitation from continental radar images. Part I: Description of the methodology. *Monthly Weather Review*, vol. 130, No. 12, pp. 2859–2873.
- Germann, U., Zawadzki, I. (2004), Scale dependence of the predictability of precipitation from continental radar images. Part II: Probability forecasts. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, No. 1, pp. 74–89.
- Guo, Z., Zhao, W., Lu, H., Wang, J. (2012), Multi-step forecasting for wind speed using a modified EMD-based artificial neural network model. *Renewable Energy*, vol. 37, No. 1, pp. 241–249.
- Gurke, T., Lafferton, H. (1997), The development of the wake vortices warning system for Frankfurt airport: Theory and implementation. *Air Traffic Control Quarterly*, vol. 5, No. 1, pp. 3–29.
- Hagen, M., Yuter, S. E. (2003), Relations between radar reflectivity, liquid-water content, and rainfall rate during the MAP SOP. *Quarterly Journal of the Royal*

- Meteorological Society*, vol. 129, No. 588, pp. 477–493.
- Halsey, N. (1999), The prediction of crosswind components over very short periods in the context of wake vortex avoidance. *8th Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology*, pp. 278–285. American Meteorological Society.
- Helmert, K., Tracksdorf, P., Steinert, J., Werner, M., Frech, M., Rathmann, N., Hengstebeck, T., Mott, M., Schumann, S., Mammen, T. (2014), DWDs new radar network and post-processing algorithm chain. *8th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*.
- Hildebrand, P. H., Mueller, C. K. (1985), Evaluation of meteorological airborne Doppler radar. Part I: Dual-Doppler analyses of air motions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 2, No. 3, pp. 362–380.
- Hilst, G., Russo, J., Center, T. W. R. (1960), An Objective Extrapolation Technique for Semi-conservative Fields with an Application to Radar Patterns. Techn. Ber., Travelers Insurance Companies.
- Hoffman, R. N. (1984), SASS wind ambiguity removal by direct minimization. Part II: Use of smoothness and dynamical constraints. *Monthly weather review*, vol. 112, No. 9, pp. 1829–1852.
- Holleman, I., Beekhuis, H. (2003), Analysis and correction of dual PRF velocity data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 20, No. 4, pp. 443–453.
- Holzäpfel, F. (2014), Effects of environmental and aircraft parameters on wake vortex behavior. *Journal of Aircraft*, vol. 51, No. 5, pp. 1490–1500.
- Holzäpfel, F., Gerz, T., Frech, M., Tafferner, A., Köpp, F., Smalikho, I., Rahm, S., Hahn, K.-U., Schwarz, C. (2009), The wake vortex prediction and monitoring system WSVBS Part I: Design. *Air Traffic Control Quarterly*, vol. 17, No. 4, pp. 301–322.
- Jay Miller, L., Mohr, C. G., Weinheimer, A. J. (1986), The simple rectification to Cartesian space of folded radial velocities from Doppler radar sampling. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 3, No. 1, pp. 162–174.
- Joe, P., Lapczak, S. (2002), Evolution of the Canadian operational radar network. *Second European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, pp. 370 – 382.
- Joe, P., May, P. (2003), Correction of dual PRF velocity errors for operational Doppler weather radars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 20, No. 4, pp. 429–442.
- Jorgensen, D. P., Hildebrand, P. H., Frush, C. L. (1983), Feasibility test of an air-

- borne pulse-Doppler meteorological radar. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 22, No. 5, pp. 744–757.
- Joss, J., Waldvogel, A. (1970), A method to improve the accuracy of radar-measured amounts of precipitation. *14th Radar Meteorology Conference*, pp. 237–238.
- Jung, J., Broadwater, R. P. (2014), Current status and future advances for wind speed and power forecasting. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, vol. 31, pp. 762–777.
- Kani, S. P., Riahy, G. (2008), A new ANN-based methodology for very short-term wind speed prediction using Markov chain approach. *Electric Power Conference, EPEC 2008*, pp. 1–6. IEEE.
- Kessinger, C. J., Ray, P. S., Hane, C. E. (1987), The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part I: A multiple Doppler analysis of convective and stratiform structure. *Journal of the atmospheric sciences*, vol. 44, No. 19, pp. 2840–2865.
- Kober, K., Craig, G., Keil, C., Dörnbrack, A. (2012), Blending a probabilistic nowcasting method with a high-resolution numerical weather prediction ensemble for convective precipitation forecasts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 138, No. 664, pp. 755–768.
- Kober, K., Craig, G. C., Keil, C. (2014), Aspects of short-term probabilistic blending in different weather regimes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 140, No. 681, pp. 1179–1188. ISSN 1477-870X. doi:10.1002/qj.2220.
- Kober, K., Tafferner, A. (2009), Tracking and nowcasting of convective cells using remote sensing data from radar and satellite. *Meteorologische Zeitschrift*, vol. 18, No. 1, pp. 75–84.
- Lakshmanan, V., Smith, T., Hondl, K., Stumpf, G. J., Witt, A. (2006), A real-time, three-dimensional, rapidly updating, heterogeneous radar merger technique for reflectivity, velocity, and derived products. *Weather and Forecasting*, vol. 21, No. 5, pp. 802–823.
- Laroche, S., Zawadzki, I. (1994), A variational analysis method for retrieval of three-dimensional wind field from single-Doppler radar data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 51, No. 18, pp. 2664–2682.
- Laroche, S., Zawadzki, I. (1995), Retrievals of horizontal winds from single-Doppler clear-air data by methods of cross correlation and variational analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 12, No. 4, pp. 721–738.
- Lau, K., Ding, Y., Wang, J.-T., Johnson, R., Keenan, T., Cifelli, R., Gerlach, J., Thiele, O., Rickenbach, T., Tsay, S.-C., et al. (2000), A report of the field opera-

- tions and early results of the South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX). *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 81, No. 6, pp. 1261–1270.
- Lee, J.-T., Lee, D.-I., You, C.-H., Uyeda, H., Liou, Y.-C., Han, I.-S. (2014), Dual-Doppler radar analysis of a near-shore line-shaped convective system on 27 July 2011, Korea: a case study. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, vol. 66, No. 1, pp. 23453.
- Lhermitte, R. M., Atlas, D. (1961), Precipitation motion by pulse Doppler radar. *9th Weather Radar Conference*, pp. 218–223. American Meteorological Society.
- Li, G., Shi, J. (2010), On comparing three artificial neural networks for wind speed forecasting. *Applied Energy*, vol. 87, No. 7, pp. 2313–2320.
- Lilly, D., Petersen, E. (1983), Aircraft measurements of atmospheric kinetic energy spectra. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, vol. 35, No. 5, pp. 379–382.
- Lindborg, E. (1999), Can the atmospheric kinetic energy spectrum be explained by two-dimensional turbulence? *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 388, pp. 259–288.
- Liou, Y.-C., Chang, S.-F., Sun, J. (2012), An application of the immersed boundary method for recovering the three-dimensional wind fields over complex terrain using multiple-Doppler radar data. *Monthly Weather Review*, vol. 140, No. 5, pp. 1603–1619.
- Liou, Y.-C., Chang, Y.-J. (2009), A variational multiple-Doppler radar three-dimensional wind synthesis method and its impacts on thermodynamic retrieval. *Monthly Weather Review*, vol. 137, No. 11, pp. 3992–4010.
- Liu, H., Chen, C., Tian, H.-q., Li, Y.-f. (2012), A hybrid model for wind speed prediction using empirical mode decomposition and artificial neural networks. *Renewable Energy*, vol. 48, pp. 545–556.
- Liu, S., Qiu, C., Xu, Q., Zhang, P. (2004), An improved time interpolation for three-dimensional Doppler wind analysis. *Journal of applied meteorology*, vol. 43, No. 10, pp. 1379–1391.
- Liu, X. J., Zheng, W. S., Cen, T. Y. (2013), Study on Wind Speed Forecasting Based on STC and BP Neural Network. *Advanced Materials Research*, vol. 724, pp. 623–629.
- Lockheed Martin Corporation (2015), Offizielles Datenblatt WindTracer. [http://www.lockheedmartin.com/content/dam/lockheed/data/space/documents/windtracer/WindTracer\\_Product\\_Sheet.pdf](http://www.lockheedmartin.com/content/dam/lockheed/data/space/documents/windtracer/WindTracer_Product_Sheet.pdf). Abgerufen: 12.02.2017.

- López Carrillo, C., Raymond, D. (2011), Retrieval of three-dimensional wind fields from Doppler radar data using an efficient two-step approach. *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 4, No. 12, pp. 2717–2733.
- Mandapaka, P. V., Germann, U., Panziera, L., Hering, A. (2012), Can Lagrangian extrapolation of radar fields be used for precipitation nowcasting over complex Alpine orography? *Weather and Forecasting*, vol. 27, No. 1, pp. 28–49.
- May, P. T. (2001), Mesocyclone and microburst signature distortion with dual PRT radars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 18, No. 7, pp. 1229–1233.
- Mecklenburg, S., Joss, J., Schmid, W. (2000), Improving the nowcasting of precipitation in an Alpine region with an enhanced radar echo tracking algorithm. *Journal of Hydrology*, vol. 239, No. 1, pp. 46–68.
- Meyer, V., Höller, H., Betz, H.-D. (2013), Automated thunderstorm tracking: utilization of three-dimensional lightning and radar data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 13, No. 10, pp. 5137–5150.
- Milborrow, D. (2003), Forecasting for scheduled delivery. *Windpower Monthly*, vol. 19, pp. 12.
- Miller, L., Strauch, R. (1974), A dual Doppler radar method for the determination of wind velocities within precipitating weather systems. *Remote Sensing of Environment*, vol. 3, No. 4, pp. 219–235.
- Nastrom, G., Gage, K. S. (1985), A climatology of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft. *Journal of the atmospheric sciences*, vol. 42, No. 9, pp. 950–960.
- Nijhuis, A. C. P. O., Krasnov, O. K., Unal, C. M. H., Russchenberg, H. W. J., Yarovoy, A. (2014), Outlook for a new wind field retrieval technique: The 4D-Var wind retrieval. *2014 International Radar Conference*, pp. 1–6.
- Ogura, Y., Charney, J. G. (1962), A numerical model of thermal convection in the atmosphere. *International Symposium on Numerical Weather Prediction*, pp. 431–451. Meteorological Society of Japan.
- Orlanski, I. (1975), A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 56, pp. 527–530.
- Parent du Chatelet, J., Guimera, M., Tabary, P. (2003), The Panthère Project of Meteo-France: Extension and upgrade of the French radar network. *31st International Conference on Radar Meteorology*, pp. 802–804. American Meteorological Society.

- Park, S., Lee, D.-K. (2009), Retrieval of high-resolution wind fields over the Southern Korean Peninsula using the Doppler weather radar network. *Weather and Forecasting*, vol. 24, No. 1, pp. 87–103.
- Powell, M. J. D. (1977), Restart procedures for the conjugate gradient method. *Mathematical programming*, vol. 12, No. 1, pp. 241–254.
- Protat, A., Zawadzki, I. (1999), A variational method for real-time retrieval of three-dimensional wind field from multiple-Doppler bistatic radar network data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 16, No. 4, pp. 432–449.
- Protat, A., Zawadzki, I. (2000), Optimization of dynamic retrievals from a multiple-Doppler radar network. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 17, No. 6, pp. 753–760.
- Protat, A., Zawadzki, I., Caya, A. (2001), Kinematic and thermodynamic study of a shallow hailstorm sampled by the McGill bistatic multiple-Doppler radar network. *Journal of the atmospheric sciences*, vol. 58, No. 10, pp. 1222–1248.
- Qian, H., Hongkun, C., Yubo, T., Ruixi, Y., Ling, W., Pan, H. (2014), Wind speed spatio-temporal forecasting of wind farms based on universal kriging and Bayesian dynamic model. *International Conference on Power System Technology (POWERCON)*, pp. 2897–2902. IEEE.
- Qiu, C.-J., Xu, Q. (1992), A simple adjoint method of wind analysis for single-Doppler data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 9, No. 5, pp. 588–598.
- Ray, P. S., Ziegler, C. L., Bumgarner, W., Serafin, R. J. (1980), Single-and multiple-Doppler radar observations of tornadic storms. *Monthly Weather Review*, vol. 108, No. 10, pp. 1607–1625.
- Reasor, P. D., Eastin, M. D., Gamache, J. F. (2009), Rapidly intensifying Hurricane Guillermo (1997). Part I: Low-wavenumber structure and evolution. *Monthly Weather Review*, vol. 137, No. 2, pp. 603–631.
- Rinehart, R. E. (1991), *Radar for meteorologists*. University of North Dakota, Center for Aerospace Science, Fargo, North Dakota, USA, 2. Aufl. ISBN 0-9608700-7-5.
- Robert-Jones, J. (1960), Meteorological use of pulse Doppler radar. *Nature*, vol. 186, pp. 271–273.
- Salmon, J. R., Walmsley, J. L. (1999), A two-site correlation model for wind speed, direction and energy estimates. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, vol. 79, No. 3, pp. 233–268.
- Sasaki, Y. (1970), Some basic formalisms in numerical variational analysis. *Monthly*

- weather review*, vol. 98, pp. 875–883.
- Sasaki, Y. (1971), A theoretical interpretation of anisotropically weighted smoothing on the basis of numerical variational analysis. *Monthly Weather Review*, vol. 99, No. 9, pp. 698–707.
- Sawyer, J. (1963), A semi-Lagrangian method of solving the vorticity advection equation. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, vol. 15, No. 4, pp. 336–342.
- Scheufele, K., Kober, K., Craig, G. C., Keil, C. (2014), Combining probabilistic precipitation forecasts from a nowcasting technique with a time-lagged ensemble. *Meteorological Applications*, vol. 21, No. 2, pp. 230–240. ISSN 1469-8080. doi: 10.1002/met.1381.
- Schlink, U., Tetzlaff, G. (1998), Wind Speed Forecasting from 1 to 30 Minutes. *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 60, No. 1, pp. 191–198.
- Schroth, A. C., Chandra, M. S., Mesichner, P. F. (1988), A C-band coherent polarimetric radar for propagation and cloud physics research. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 5, No. 6, pp. 803–822.
- Scialom, G., Lemaître, Y. (1990), A new analysis for the retrieval of three-dimensional mesoscale wind fields from multiple Doppler radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 7, No. 5, pp. 640–665.
- Seed, A. (2003), A dynamic and spatial scaling approach to advection forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 42, No. 3, pp. 381–388.
- Selex ES GmbH (2005), Offizielles Datenblatt METEOR 60DX COMPACT WEATHER RADAR. <http://www.de.selex-es.com/documents/16243296/30914446/Selex-ES-METEOR-60DX.pdf>. Abgerufen: 12.02.2017.
- Shapiro, A., Mewes, J. J. (1999), New formulations of dual-Doppler wind analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 16, No. 6, pp. 782–792.
- Shapiro, A., Potvin, C. K., Gao, J. (2009), Use of a vertical vorticity equation in variational dual-Doppler wind analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 26, No. 10, pp. 2089–2106.
- Shapiro, A., Robinson, P., Wurman, J., Gao, J. (2003), Single-Doppler velocity retrieval with rapid-scan radar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 20, No. 12, pp. 1758–1775.
- Shun, L., Chongjian, Q., Qin, X., Pengfei, Z., Jidong, G., Aimei, S. (2005), An improved method for Doppler wind and thermodynamic retrievals. *Advances in Atmospheric Sciences*, vol. 22, No. 1, pp. 90–102.



- Simonin, D., Ballard, S., Li, Z. (2014), Doppler radar radial wind assimilation using an hourly cycling 3D-Var with a 1.5 km resolution version of the Met Office Unified Model for nowcasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 140, No. 684, pp. 2298–2314.
- Skamarock, W. C. (2004), Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Monthly weather review*, vol. 132, No. 12, pp. 3019–3032.
- Smith, P., Myers, C., Orville, H. (1975), Radar reflectivity factor calculations in numerical cloud models using bulk parameterization of precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 14, No. 6, pp. 1156–1165.
- Smythe, G. R., Zrnic, D. S. (1983), Correlation analysis of Doppler radar data and retrieval of the horizontal wind. *Journal of Climate and applied Meteorology*, vol. 22, No. 2, pp. 297–311.
- Sondij, J. (2013), Mode-S EHS data usage in the meteorological domain. ,.
- Sun, J., Crook, A. (1994), Wind and thermodynamic retrieval from single-Doppler measurements of a gust front observed during Phoenix II. *Monthly Weather Review*, vol. 122, No. 6, pp. 1075–1091.
- Tabary, P., Guibert, F., Perier, L., Parent-du Chatelet, J. (2006), An operational triple-PRT Doppler scheme for the French radar network. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 23, No. 12, pp. 1645–1656.
- Taylor, G., Green, A. (1937), Mechanism of the production of small eddies from large ones. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, vol. 158, No. 895, pp. 499–521.
- Taylor, G. I. (1938), The spectrum of turbulence. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 164, pp. 476–490. The Royal Society.
- Testud, J., Chong, M. (1983), Three-dimensional wind field analysis from dual-Doppler radar data. Part I: Filtering, interpolating and differentiating the raw data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 22, No. 7, pp. 1204–1215.
- Thacker, W. C. (1988), Fitting models to inadequate data by enforcing spatial and temporal smoothness. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 93, No. C9, pp. 10655–10665.
- Trapp, R. J., Doswell III, C. A. (2000), Radar data objective analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 17, No. 2, pp. 105–120.
- Umweltbundesamt (2016), Erneuerbare Energien in Zahlen. <http://www.umweltbundesamt.de/themen/klima-energie/erneuerbare-energien/>

- erneuerbare-energien-in-zahlen#quartalsberichte. Abgerufen: 20.02.2017.
- Vaisala (2013), Offizielles Datenblatt Vaisala RS92-SGP. <http://www.vaisala.de/Vaisala%20Documents/Brochures%20and%20Datasheets/RS92SGP-Datasheet-B210358EN-F-LOW.pdf>. Abgerufen: 12.02.2017.
- Vinnichenko, N. (1970), The kinetic energy spectrum in the free atmosphere—1 second to 5 years. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, vol. 22, No. 2, pp. 158–166.
- Waldteufel, P., Corbin, H. (1979), On the analysis of single-Doppler radar data. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 18, No. 4, pp. 532–542.
- Weber, M. E., Cho, J. Y., Herd, J. S., Flavin, J. M., Benner, W. E., Torok, G. S. (2007), The next-generation multimission US surveillance radar network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 88, No. 11, pp. 1739–1751.
- Wegley, H., Kosorok, M., Formica, W. (1984), Subhourly wind forecasting techniques for wind turbine operations. Techn. Ber., Pacific Northwest Lab., Richland, WA, USA.
- Weigel, A. P., Liniger, M. A., Appenzeller, C. (2007), The discrete Brier and ranked probability skill scores. *Monthly Weather Review*, vol. 135, No. 1, pp. 118–124.
- Werner, M. (2014), A New Radar Data Post-Processing Quality Control Workflow for the DWD Weather Radar Network. *8th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*.
- Weygandt, S. S., Shapiro, A., Droegemeier, K. K. (2002), Retrieval of model initial fields from single-Doppler observations of a supercell thunderstorm. Part I: Single-Doppler velocity retrieval. *Monthly weather review*, vol. 130, No. 3, pp. 433–453.
- Willoughby, J. (1969), *Adaptations of the Conjugate Gradient Method to Optimal Control Problems with Terminal State Constraints*. PhD dissertation, Iowa State University.
- Wilson, J. W., Roberts, R. D., Kessinger, C., McCarthy, J. (1984), Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 23, No. 6, pp. 898–915.
- WMO (2008), Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, World Meteorological Organization, 7th edn. [www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/CIMO-Guide/CIMO%20Guide%207th%20Edition,%202008/CIMOGuide-7thEdition-2008.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/CIMO-Guide/CIMO%20Guide%207th%20Edition,%202008/CIMOGuide-7thEdition-2008.pdf). Abgerufen: 09.02.2017.
- Wu, Y.-K., Hong, J.-S. (2007), A literature review of wind forecasting technology in the world. *Power Tech*, pp. 504–509. IEEE.

- Wurman, J., Heckman, S., Boccippio, D. (1993), A bistatic multiple-Doppler radar network. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 32, No. 12, pp. 1802–1814.
- Xiao, Q., Kuo, Y.-H., Sun, J., Lee, W.-C., Lim, E., Guo, Y.-R., Barker, D. M. (2005), Assimilation of Doppler radar observations with a regional 3DVAR system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 44, No. 6, pp. 768–788.
- Xu, Q., Qiu, C.-J., Yu, J.-X. (1994), Adjoint-method retrievals of low-altitude wind fields from single-Doppler wind data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 11, No. 2, pp. 579–585.
- Yamada, Y. (2013), Characteristics of wind fields derived from the multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. I*, vol. 91, No. 5, pp. 559–583. ISSN 0026-1165.
- Yang, S., Xu, Q. (1996), Statistical errors in variational data assimilation—A theoretical one-dimensional analysis applied to Doppler wind retrieval. *Journal of the atmospheric sciences*, vol. 53, No. 18, pp. 2563–2577.
- Zawadzki, I. (1973), Statistical properties of precipitation patterns. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 12, No. 3, pp. 459–472.
- Zhang, J., Howard, K., Gourley, J. (2005), Constructing three-dimensional multiple-radar reflectivity mosaics: Examples of convective storms and stratiform rain echoes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 22, No. 1, pp. 30–42.
- Zhang, J., Howard, K., Langston, C., Vasiloff, S., Kaney, B., Arthur, A., Van Cooten, S., Kelleher, K., Kitzmiller, D., Ding, F., et al. (2011), National Mosaic and Multi-Sensor QPE (NMQ) system: Description, results, and future plans. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 92, No. 10, pp. 1321–1338.
- Zhao, K., Wang, M., Xue, M., Fu, P., Yang, Z., Chen, X., Zhang, Y., Lee, W.-C., Zhang, F., Lin, Q., et al. (2016), Doppler radar analysis of a tornadic miniature supercell during the Landfall of Typhoon Mujigae (2015) in South China. *Bulletin of the American Meteorological Society*, , No. 2016.
- Zhao, Q., Cook, J., Xu, Q., Harasti, P. R. (2008), Improving short-term storm predictions by assimilating both radar radial-wind and reflectivity observations. *Weather and Forecasting*, vol. 23, No. 3, pp. 373–391.



# Nachwort

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als Doktorandin in der Abteilung Verkehrsmeteorologie am Institut für Physik der Atmosphäre des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt in den Jahren 2014 bis 2017.

Mein besonderer Dank gilt meinem Kollegen Dr. Ingo Sölch, der mir die gesamte Zeit mit wertvollen Anregungen zur Seite stand. Viele Ideen sind erst durch sein reges Interesse an dieser Arbeit entstanden.

Außerdem gilt mein Dank meinem Doktorvater Prof. Dr. Markus Rapp sowie meinem Zweitgutachter Prof. Dr. George Craig die nicht nur die Gutachten für diese Arbeit geschrieben, sondern mich auch an entscheidenden Stellen mit konzeptionellen Ideen unterstützt haben.

Ein großer Dank gilt meinem Betreuer Dr. Martin Hagen, der mir die Freiheit gegeben hat diese Arbeit selbstständig zu gestalten. Seine weitreichenden Kontakte sowie sein fundiertes Wissen über Radarsysteme waren mir eine große Hilfe bei allen messtechnischen Fragen. Dr. Thomas Gerz danke ich für die Möglichkeit als Mitarbeiterin und Kollegin Teil in der spannenden Abteilung Verkehrsmeteorologie gewesen zu sein. Über mein Thema hinaus konnte ich hier Einblicke in unterschiedlichste Bereiche bekommen. Diese interessante Zeit werde ich nicht mehr vergessen.

Ein weiterer Dank gilt meinen Kolleginnen Martina Bramberger und Sonja Gisinger für die vielen Arbeitsstunden, die sie mir geholfen haben. Kollegen vom DWD danke ich für die zur Verfügung gestellten Messdaten und die Hilfe. Darüber hinaus danke ich auch allen anderen aktuellen und ehemaligen Kollegen für das angenehme Arbeitsklima sowie allen Doktoranden am Institut für die humorvolle Zeit.

Meinem Freund Jochen Bregar, den ich während seiner eigenen Doktorandenzeit kennengelernt habe, danke ich für vieles. Durch seine geduldigen Erklärungen habe ich einiges von seinem fachlichen Wissen gelernt. Er ist mir nicht nur unerschütterliche Stütze sondern auch Motivation.

Zu guter Letzt danke ich meiner Familie.

Ich danke meinem Vater, der mir den nötigen Biss mitgegeben hat, der mich bei allen Entscheidungen unterstützt und immer unterstützen wird.

Und ich danke meiner Mutter, die so viel mehr von meiner Doktorarbeit verstanden hat als ich von ihrer, die mir Vorbild sowie Lehrer gleichermaßen ist.

